

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Волик Влада Анатольевна

Выпускная квалификационная работа

Оценка прогнозных ресурсов хрома Погурейского участка по геофизическим данным  
(Войкаро-Сыньинский массив, Полярный Урал)

Основная образовательная программа магистратуры  
«Геология»

Профиль «Геофизика»

Научный руководитель:

к. г.-м.н., доцент Тарасов А.В.

---

« \_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2018

Заведующий кафедрой:

д. геол. – мин.н., проф. Титов К.В.

---

« \_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2018

## Содержание

Введение.....	2
1.Геологическое строение и хромитовосность Войкаро-Сыньинского массива.....	7
2. Геологическая характеристика Верхнепогурейского рудопроявления .....	15
3. Геофизическая характеристика Верхнепогурейского рудопроявления. ....	24
4. Поисковая модель .....	34
4.1 Месторождение Центральное .....	34
4.2. Методические проблемы и геолого-геофизическая модель месторождения Центральное и Западное. ....	39
4.3. Физические свойства пород южной части массива Рай-Из северной части Войкаро- Сыньинского массива. ....	41
4.4. Результаты опытно-методических работ на месторождении Западное.....	46
4.5. Прогнозная модель Верхнепогурейского рудопроявления.....	50
5. Методика моделирования геофизических полей и создание объемной модели .....	55
6. Результаты трехмерного моделирования и оценка ресурсов.....	58
Заключение .....	74
Список литературы .....	76

## Введение

Хромит - горная порода, сложенная хромшпинелидом. Минерал состава  $\text{FeO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$  также носит название хромит и содержит 67,9%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и 32,1%  $\text{FeO}$ . В природе минерал хромит в чистом виде обычно не образует залежей. Все разновидности хромовых руд объединяются под общим названием «хромиты».

Современные масштабы потребления хромовых руд значительны: в 1992 г. мировое потребление составило более 10 млн. т, Россия в том же году использовала около 1.5 млн. т. Масштабы потребления и требования к качеству руд и концентратов обуславливают необходимость поисков крупных месторождений с высококачественными рудами. По разведанным запасам месторождения хромитов подразделяются на: мелкие - 0.1 млн. т, средние - 0.1-1 млн. т, крупные - 1-10 млн. т, весьма крупные - 10-100 млн., уникальные - более 100 млн. т. (Лисицын, 1997).

Наибольшую промышленную ценность, как в России, так и в мире, составляют стратиформные и подиформные хромитовые месторождения, приуроченные к двум геологическим формациям: перидотит-пироксенит-габбро-норитовой (ППГН) стратиформных массивов и офиолитовой, контролирующей альпинотипный промышленный тип. Общим для этих типов формаций является сингенетичность хромитового оруденения рудовмещающим комплексам, а также локализация внутри базит-ультрабазитовых массивов. В то же время формации резко отличаются периодом формирования, положением интрузий в структурах земной коры, морфологией оруденения (Машковец, 2003). Месторождения стратиформного типа обеспечивают свыше 72% мировой добычи руд и концентратов, альпинотипные - около 27%.

Месторождение стратиформного типа представляет собой пластообразную залежь, реже серию сближенных залежей, развитых на значительной части массива, что определяется положением хромитоносного горизонта в разрезе массива, уровнем эрозионного среза и его тектонической нарушенностью. Руды стратиформных массивов обладают мелкозернистой структурой - размер рудного хромшпинелида от микронного до долей миллиметра и лишь изредка до 1-2 мм, состав хромита зависит от состава вмещающих пород (Машковец, 2003).

Классическим представителем и прототипом данной пироксенит-габбро-норитовой формации является известный Бушвельдский массив (ЮАР) (рис.1).

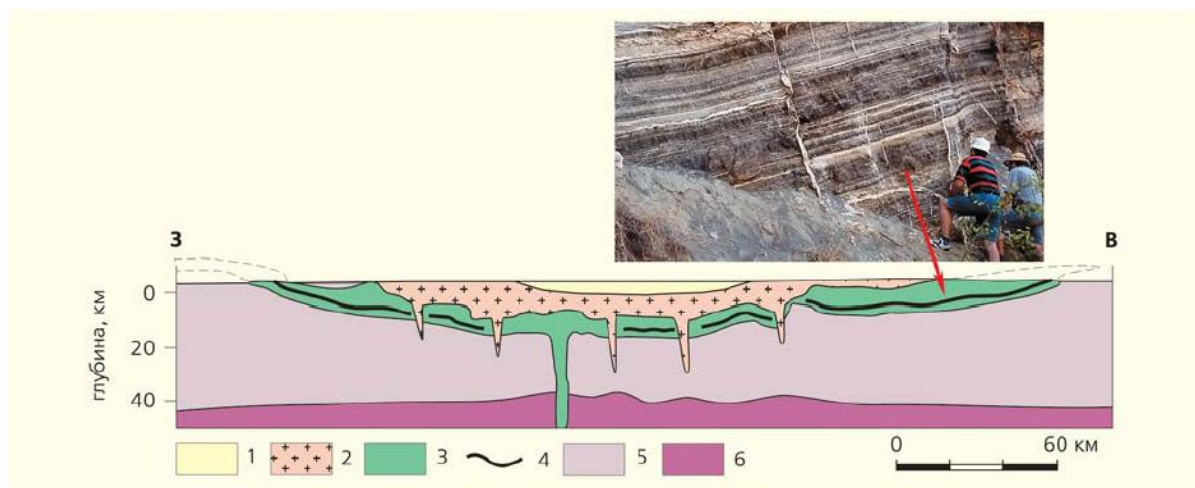


Рис.1. Схематический разрез через интрузию Бушвельд: 1- вулканогено-осадочные породы, перекрывающие расслоенный комплекс Бушвельд и поздние интрузии; 2- красные граниты Бушвельд; 3- расслоенный ультрабазит-габбровый комплекс Бушвельд; 4- хромитовые слои; 5-континентальная литосфера; 6- литосферная мантия; На фото- чередование слоев хромита и габбро-анортозита (Белокрыс,Савельева,2012)

Хромитовые месторождения офиолитовой формации чрезвычайно разнообразны в конкретном проявлении, что в первую очередь связано обычно со сложной морфологией рудных тел, высокой изменчивостью мощностей и содержаний. В составе офиолитовой формации выделяются три субформации: дунит-гарцбургитовая (ДГ), дунит-перидотит-пироксенитовая (ДПП) и габбро-норит-троктолитовая (ГНТ) (Машковец,2003). Все балансовые запасы хромовых руд альпинотипного промышленного типа в России связаны с дунит-гарцбургитовой субформацией. Этот тип характерен для Полярно-Уральской, Средне-Южноуральской, Алтае-Саянской, Байкальской и Сахалинской провинций.

Подиформные месторождения хромитов пространственно связаны с офиолитами — тектоническими фрагментами палеоокеанической коры, слагающими массивы в складчатых поясах континентов. Офиолитовая ассоциация включает мантийные ультраосновные породы — лерцолиты, гарцбургиты и дуниты, которые сменяются вверх по разрезу оливинклинопироксеновыми породами, габбро, габброноритами и далее комплексом параллельных диабазовых даек и базальтовыми лавами. На первый взгляд, состав и последовательность пород в разрезе те же, что и в расслоенных интрузиях, включающих стратиформные хромиты, — от ультраосновных до основных пород.



Хромитовые месторождения офиолитовой формации чрезвычайно разнообразны, характеризуются сложной морфологией рудных тел, высокой изменчивостью мощностей и содержаний, слабовыраженной стратификацией пород и зональностью рудных тел.

Сопутствующими компонентами хромовых руд офиолитовой формации являются элементы платиновой группы. Повышенные концентрации до 0,1 г/т характерны для густовкрапленных руд дунит-гарцбургитовой субформации. Более высокие концентрации до 5 грамм на тонну встречаются в хромовых рудах краевых дунитов (Николаев, 1998).

На Полярном Урале, в зоне Главного Уральского надвига, находятся крупные ультрабазитовые массивы: Войкаро-Сыньинский (рис.2), Рай-Изский и Сыум-Кеуский, с которыми связаны многочисленные проявления и месторождения хромовых руд (рис.3). Они составляют северный фланг Уральского гипербазитового пояса. Массивы гипербазитов расположены в осевой зоне хребта. Эти массивы достаточно хорошо изучены как в геологическом плане, так и в отношении хромитоносности (Шайбеков, 201). С начала 60-х гг. выполнен большой объём работ специализированных на хромиты поисковых работ, в результате которых открыты промышленные месторождения. Проведена геологическая съёмка масштабов 1:200000 и 1:50000.

Указанные комплексы образуют отчетливую вертикальную и горизонтальную зональность, иногда изрядно дислоцированную. Так, в ряде массивов по данным бурения и горных выработок достоверно установлено, что дуниты и залежи наиболее богатых хромитов располагаются на глубинных уровнях массивов, а более высокие уровни занимает глиноземисто-железистый гарцбургитовый комплекс, который перекрывается расслоенным комплексом верлитов и габброидов. Эта зональность не всегда отчетливо проявляется, т.к., очевидно, нарушена при перемещении отдельных блоков (Ладнер, 2007).

Войкаро-Сыньинский массив самый крупный на Полярном Урале. Вытянут с севера на юг на 200 км; при ширине от 2 до 18 км, его площадь составляет около 2000 км<sup>2</sup>. Данный массив обычно рассматривается как часть офиолитового аллохтона, надвинутого с востока на край Восточно-Европейской платформы. С ним связано более 200 хромитовых проявлений и точек минерализации (Пучков, 1990) .

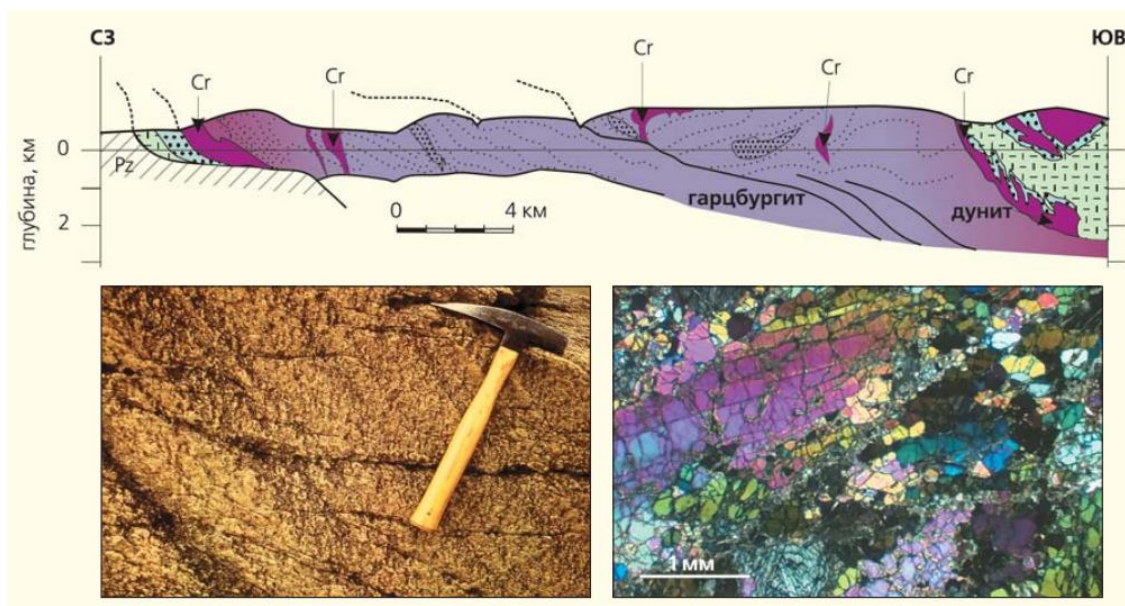


Рис.2. Геологический разрез через Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив. Буквы Сг указывают на положение хромитового оруденения в мантийном разрезе офиолитов. На фото: слева - гарцбургит с линейно-плоскостной ориентировкой минералов; справа - микрофотография гарцбургита (Савельева, 2012).

В связи с непрекращающимся дефицитом хромитовых руд на Урале и в различных регионах России, остро стоит проблема изучения строения и условий залегания хромитовых рудных тел в ультраосновных массивах, а также их поиск и разведка.

Существует ряд проблем и методических недостатков при анализе и изучении закономерностей размещения хроморудных объектов различного ранга. Причиной этих недостатков являются как аппаратные возможности и интерпретация геофизических результатов, так и нечеткость геологических критериев и признаков локализации хромитового оруденения и вытекающей из этого нечеткости геологических задач, которые ставятся перед геофизическими методами.

Установлено, что в массивах дунит - гарцбургитовой формации хромитовые тела развиты в дунитах во всем объеме массива, который и является рудным полем, вне зависимости от размеров, а в некоторых массивах рудное поле локализовано в какой- то его части. В пределах рудных полей выделяются рудные узлы как области значительного развития дунитов, содержащих хромовые тела разнообразной формы и размеров. Прямая связь между масштабами развития дунитов и масштабами оруденения, как и между размерами конкретных рудных тел и вмещающих дунитов отсутствует. Мощность рудоносных зон средних по масштабам месторождений составляет десятки-первые сотни метров, а протяженность многие сотни

метров. Наиболее перспективны для поисков хромитов участки развития крупных дунитовых полей и жильных дунитовых тел мощностью более 1м (Пучков, 1990).

В пределах ультрабазитовых массивов широко распространены процессы серпентинизации различного характера и интенсивности, особенно в приповерхностной части, главным образом по дунитам и перидотитам. На этом исчерпываются все геологические критерии и признаки локализации хромоворудных объектов.

В настоящее время геофизические методы направлены, прежде всего, на решение задач геологического картирования, а решение поисковой задачи осуществляется в благоприятных условиях на основе выделения конкретных рудных тел, что является задачей оценочных работ, выполняемых в детальных масштабах (1:1000, 1:2000) на уже выявленных рудоносных площадях.

Район исследований – Погурейский блок находится в пределах центральной части Войкаро-Сыньинского массива. Этот блок является наименее изученным, но по ряду признаков в нем можно ожидать выявление промышленных месторождений. Именно в пределах Погурейского блока расположено одно из наиболее перспективных рудопроявлений-Верхнепогурейское. В пределах Верхнепогурейского рудопроявления была выполнена серия поисковых работ. Так в 2016 году силами ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» на Верхнепогурейском участке были выполнены детальные геофизические работы методами высокоточной гравиразведки и магниторазведки. Материалы этих работ были использованы при работе над этой магистерской диссертацией.

Основой целью этой работы было создание объемной модели рудопроявления и оценка его прогнозных ресурсов. Для достижения этой цели было использовано трехмерное математическое моделирование аномального поля силы тяжести на основе современных подходов с решением обратной задачи гравиразведки и магниторазведки. Кроме того, был проведен анализ геолого-геофизических материалов пределах известных месторождений массива Рай-Из. Этот анализ позволил выявить эталонный объект аналог, который наиболее близок к Верхнепогурейскому рудопроявлению.

При работе над диссертацией широко использовались материалы производственных отчетов, любезно предоставленных мне моим научным руководителем Тарасовым А.В, а также многочисленная опубликованная литература посвященная проблеме поисков хромитов на Полярном Урале. Кроме того, ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» мне предоставила возможность использовать программы моделирования геофизических полей.

## 1. Геологическое строение и хромитоносность Войкаро-Сыньинского массива

Крупнейшие хромитоносные массивы находятся на крайнем севере Уральской складчатой структуры в Западно-Уральской зоне, сложенной докембрийскими (доуралидами) и палеозойскими (уралидами) комплексами (Рис.3). Эти массивы связаны с глубинными структурами - спрединговыми или субдукционными зонами, а также с зонами утонения и растяжения земной коры в задуговых бассейнах.



Рис.3. Обзорная карта района работ (выкопировка с бланковой карты масштаба 1: 2 500 000 издания 1997 г.) (Отчет по поисковым работам, 2011-2013).

Войкаро-Сыньинский массив является самым крупным на Полярном Урале. Его протяженность с севера на юг составляет 200 км при ширине от 2 до 18 км, а площадь 2000 км<sup>2</sup>. Форма массива представляет собой крупную линзообразную залежь, вытянутую по простиранию в субмеридиональном направлении (рис.4). Предполагаемый возраст пород слагающих массив нижний палеозой (О-S). В эпоху герцинского орогенеза ультрабазиты, представляющие собой фрагмент древней океанической коры была надвинута на более молодые породы. Войкаро-Сыньинский массив образован системой тектонических пластин, надвинутых на Центрально-Уральское поднятие и перекрытых палеозойскими островодужными вулканогенно-осадочными породами (Гурская, Смелова, 2004).

В структуре офиолитов Войкарской зоны выделены три крупных, сложно построенных покрова (Савельева, 1991). Нижний, самый западный покров – Хулгинский и сложен, в основном, гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами с блоками габбро-норитов. Средний, наиболее мощный покров – Пайерский и представлен гипербазитами, габбро и диабазами. Верхний, восточный – Лагортинский- амфиболитами и тоналитами, перекрытыми осадочно-вулканогенными разрезами островодужного комплекса.

В строении массива выдерживается генеральная зональность: гарцбургит-дунит (дунит-гарцбургитовый комплекс) ~ дунит-верлит-клинопироксенит ~ (троктолит)-габбро (дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс). Основную часть разреза мощностью до 6 км слагают гарцбургиты с редкими линзами и жилами дунитов, иногда также с жилами энстатитов, вебстеритов, диопсидитов. К гарцбургитам с запада и востока примыкает зона дунитов мощностью до 0,5 км, при видимой мощности выходов до 3-4 км. Дуниты сменяются (в западном и восточном направлениях) верлитами и далее зоной дробного неритмичного чередования верлитов, дунитов, клинопироксенитов, участками троктолитов, общей мощностью до 1,5 км (Гурская, Смелова, 2004).

Породы комплекса гипербазитового комплекса метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации, что привело к мощной серпентинизации ультрамафитов с обильным выделением магнетита и амфиболизации габброидов с широким развитием волокнистого амфибола тремолит-актинолитового ряда по пироксенам; при этом развивалась соссюритизация и хлоритизация плагиоклаза, иногда сопровождавшаяся появлением клиноцоизита. Так называемые корневые части массива (предполагаемые питающие каналы) отличаются минимальной степенью серпентинизации пород или ее полным отсутствием.

Строение контактовых зон массива исключительно сложное и определяется блоковым перемещением пластин, линз и чешуй гипербазитов и габброидов. В гипербазитах встречаются блоки габбро, а в габбро – блоки в разной степени переработанных гипербазитов.





1. Плиоцен-четвертичные отложения нерасчлененные; 2. Мезозой и кайнозой нерасчлененные образования; 3-7. Оligоцен. Опоки, диатомиты, глины, алевроиты; 8-15. Верхний мел, Кампанский-Сеноманский ярусы. Диатомиты, диатомовые и опоквидные глины, опоки, песчаники, глауконито-песчано-алевролитовые толици, алевроиты и пески с прослоями алевроитистых глин и известняков; 16-23. Нижний мел, Альбский- Берриасский ярусы. Алевроиты, пески, песчаники, прослои глин и глинистых известняков, пласты бурых углей, глины аргиллитоподобные и алевроитистые; 24-33. Юрская система - нижний отдел меловой системы, Титонский-Батский ярусы. Аргиллиты, местами битуминозные, прослои радиоляритов, алевролиты и песчаники глауконито-кварцевые, иногда фосфат-содержащие, зеленые, зеленовато-серые с оолитами шамотита, с гравием, конкрециями, известняки, спонголиты, гравелиты, конгломераты; 34-37. Триасовая система. Глины, алевролиты, пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, линзы бокситов, пласты бурых углей, эффузивно-терригенные толици, в основании покров базальтов; 38-42. Пермская система, верхний отдел. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и угли; 43-51. Пермская система, нижний отдел. Известняки органогенные, криноидно-мианковые, глинистые, переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, редкие угольные пласты нерабочей мощности, пестроцветные мергели, прослои спонголитов; 52-58. Каменноугольная система. Известняки с линзами и прослоями кремней, органогенно-детритовые, доломитизированные, водорослевые известняки, аргиллиты углистые песчанистые с конкрециями сидерита, известняки черные пелитоморфные с желваками и прослоями черных кремней; 59-65. Верхний девон. Известняки глинистые, кремнистые с желваками и прослоями кремней, песчаники известковистые, мергели, кремни и кремнистые сланцы, органогенные известняки, известняки черные углистые, ритмично переслаивающиеся со сланцами углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-карбонатными; 66-73. Нижний-средний девон. Известняки органогенные, биоморфные, глинистые, алевролиты, аргиллиты, седиментационные доломиты с линзами сиаллитов, кварцевые песчаники, брекчии и конглобрекчии; 74-82. Силлурийская система. Известняки глинистые биоморфные и детритовые, доломитизированные известняки и доломиты, доломитовые мергели; 83-90. Ордовикская и кембрийская системы. Доломитовые аргиллиты, известняки песчанистые, глинистые, "ребристые" и "петельчатые", прослои углистых сланцев и алевролитов, зеленоцветные гравелиты, песчаники, алевроглинистые сланцы, известковистые песчаники и песчанистые известняки, конгломераты, серицит-хлоритовые сланцы, туфы риолитов, эффузивы основного состава; 91-105. Верхний протерозой. Туфопесчаники, туфы, эффузивы кислого

состава, базальты, андезибазальты, трахибазальты, дациты, их туфы, туфы риодацитов и риолитов; сланцы хлорит-серицит-альбит-кварцевые серовато-зеленоватые, сланцы известковистые, филлитовидные, мраморы слюдистые, гнейсы лейкократовые двуслюдяные, кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты, эклогиты. **Интрузивные образования:** 106. Сертыньинский комплекс лампроит-кимберлитовый; 107. Кемпирсайско-Войкарский комплекс тектонитов; 108. Леквожский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный; 109. Пайпудынский комплекс риолитовый гипабиссальный; 110. Сальнерско-маньхамбовский комплекс гранит-лейкогранитовый; 111. Парнукский комплекс диорит-габбровый; 112. Николайшорский комплекс гранитовый; 113. Сивъягинский комплекс пикритовый гипабиссальный; 114. Лемвинский комплекс габбро-гранитовый; 115. Первая фаза: габбро, габбронориты; 116. Лядгейский комплекс риолитовый субвулканический; 117. Экструзивно-субвулканические образования: габбронориты, габбродолериты, долериты, андезибазальты; 118. Пэнэчаизский комплекс гранодиоритовый плутонический; 119. Саблегорские субвулканические образования; 120. Нияюсский комплекс плагиогранит-диоритовый; 121. Енганэпэйский комплекс гипербазитовый; 122. Пуйвинские субвулканические образования; 123. Щокурьинские субвулканические образования; 124. Хобеизский комплекс метагабброидный; 125. Неркаюский комплекс метагабброидный.

### **Хромитоносность массива**

С Войкаро-Сыньинским массивом связано более двухсот проявлений и точек минерализации хромитовых руд, локализованных преимущественно в дунит-гарцбургитовом комплексе. В породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса хромитовое оруденение распространено не значительно.

Низкохромистый глиноземистый магнезиальный тип хромового оруденения, занимающим около 70% площади Войкаро-Сынинского массива, пространственно и генетически связан с гарцбургитовым структурно-вещественным комплексом (СВК). Наиболее широко гарцбургитовый СВК распространен в Пайерском, Хойлинском и Погурейском блоках. В пределах этих блоков выявлены наиболее крупные рудопроявления и проявления хромовых руд глиноземистого типа (ф. Печенкин, 2013).

Высокохромистый магнезиальный тип хромового оруденения локализован среди пород дунит-гарцбургитового СВК, занимающих около 30% площади блоков массива, а также в виде локальных участков в Пайерском и Погурейском блоках.

Хромовые руды повышенной железистости залегают в дунитах верлит-дунитового СВК, развитого вдоль юго-восточного и северо-западного краев массива и составляющего несколько процентов от его площади.



Погурейский структурно-тектонический блок (рис.4) входит в состав Войкаро-Сынинского ультраосновного массива и находится в его центральной части, входя в структуру сложно построенного Пайерского тектонического блока северо-западного крыла Войкарского синклиория. Блок представляет собой надвиговую пластину, разбитую многочисленными надвигами на более мелкие пластины и находится в той или иной степени в аллохтонном положении.

Протяженность Погурейского блока составляет примерно 25 км, ширина меняется от 14 км в центральной части до 6 км на северо-востоке. Все границы Погурейского блока являются тектоническими. На отдельных участках границы между перидотитами и габброидами картируются ультрамафиты дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации кэршорского комплекса.

Погурейский блок делится на структурно-вещественные комплексы: гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и дунит-верлитовый.

Гарцбургитовый комплекс занимает большую часть в строении блока и сложен гарцбургитами разной степени серпентинизации, с содержанием энстатита от 10%-20% до 30-60%, жильно-прожилковыми дунитами и их отдельными обособлениями в гарцбургитах, антигорит-оливиновыми породами (войкаритами). С формированием гарцбургитового СВК преимущественно связано образование низкохромистого глиноземистого типа хромового оруденения, на участках проявления интенсивных процессов метаморфизма размещается среднехромистый тип оруденения.

Дунит-гарцбургитовый СВК выделяется в северной части Погурейского блока и включает самое крупное дунитовое тело с протяженностью около 10 км, ориентированное субмеридионально. Максимальная его ширина достигает 1,0 км в северной части и постепенно выклинивается по мощности к югу. С формированием дунит-гарцбургитового СВК связано образование хромового оруденения весьма высокохромистого типа.

Верлит-дунитовый структурно-вещественный комплекс выделяется в виде небольших тектонических блоков в западном и восточном краях Погурейского блока. Ведущую роль в строении данного комплекса занимают серпентинизированные дуниты, содержащие клинопироксен.

Погурейское хромоворудное поле находится в центральной части Погурейского тектонического блока и включает в себя крупные рудопоявления Южнопогурейское и Верхнепогурейское, а также проявления с малым потенциалом ресурсов хромовых руд Лабогейское 1 и 2 и многочисленные пункты минерализации (Рис.5). Вся площадь рудного поля принадлежит гарцбургитовому СВК.

На востоке Погурейского блока располагается Восточно-Погурейское хромоворудное поле. В строении рудного поля принимают участие нерасчлененные гарцбургиты и дуниты дунит-гарцбургитового комплекса. Вероятно, основным структурным элементом, контролирующим размещение хромитоносных дунитов является граница между мантийными перидотитами и перекрывающими коровыми габброидами. Вдоль этой границы в приконтактной полосе с перидотитами расположены наиболее большеобъемные массы рудоносных (близкраевых) и краевых дунитов, а также наблюдается повышенная степень деплетированности перидотитов (Печенкин, 2013).

В пределах северной части Погурейского структурно-тектонического блока располагается замыкание южной части известного Верхнелагортинского рудного поля. В его строении участвуют породы дунит-гарцбургитового и гарцбургитового комплексов ультрамафитов. С вытянутыми телами дунитов связано линейно-полосчатое оруденение высокохромистого типа.

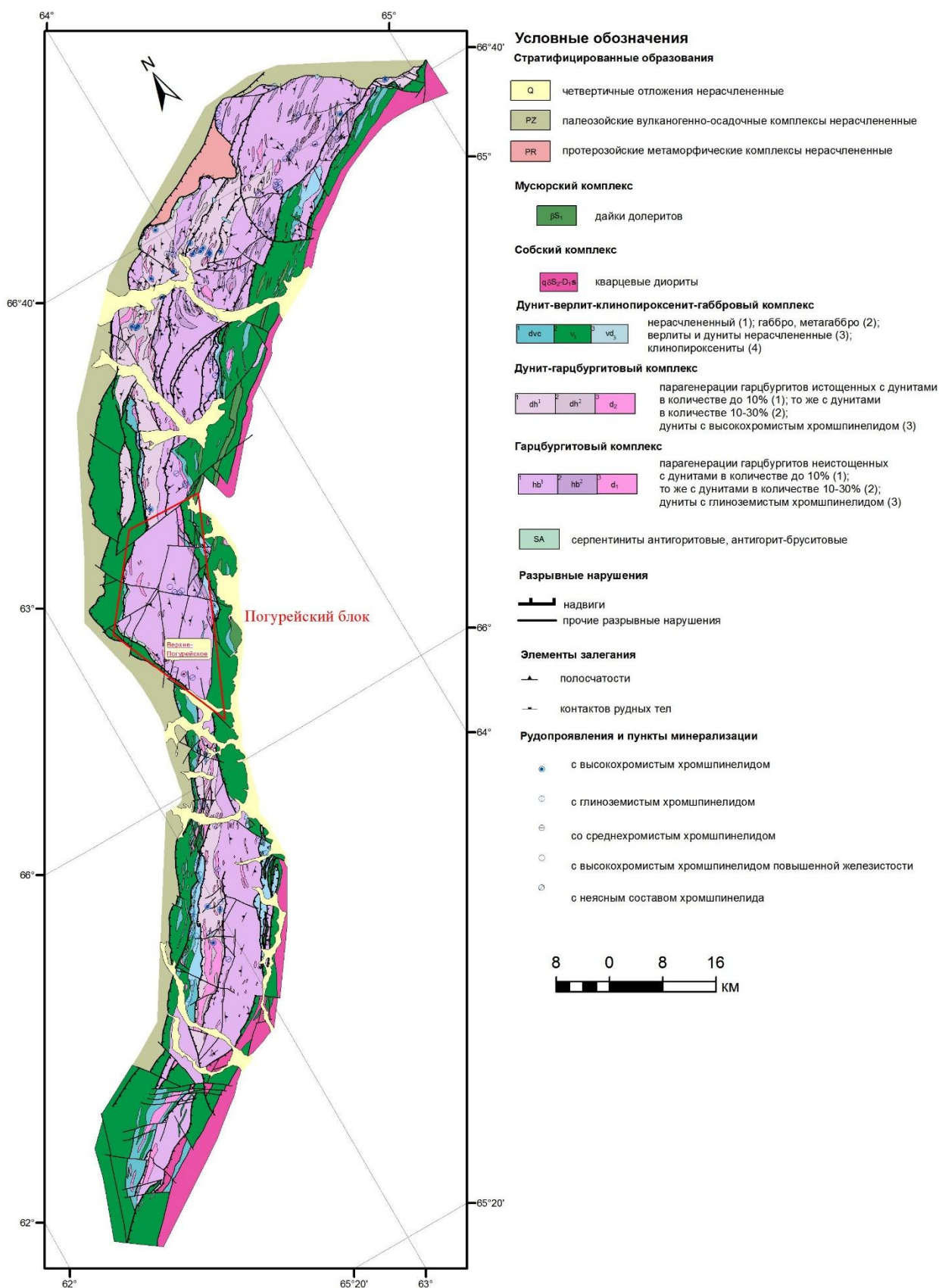


Рис. 5. Структурно-формационная основа Войкаро-Сыньинского массива.

## 2. Геологическая характеристика Верхнепогурейского рудопроявления

Верхнепогурейское рудопроявление (рис.6, рис.7, рис.8) расположено вблизи западного контакта Погурейского блока, на западном склоне горы Карового массива с высотной отметкой 1092,6 м, находится в 3350 м на северо-запад от рудопроявления Южнопогурейское. Площадь рудопроявления 0,4 км<sup>2</sup> в интервале высот 900-1070 м. Оно обнаружено и частично опробовано (общие поиски) посредством проходки 11 канав при производстве геологической съемки масштаба 1:50 000 в 1963 году (Песков, 1965ф). Дальнейшее изучение поверхности рудопроявления и его флангов горными работами (пройдено 16 канав) было проведено в 1964 г. при поисковых работах (Шарапов, 1965ф).

Поверхность рудопроявления закрыта элювиально-делювиальными отложениями, и их наибольшая мощность (до 5,0 м и более) (рис.9) наблюдается на участках нагромождений крупных глыб с образованием на склоне небольших террас подковообразной формы. Поэтому проходка поисковых канав осуществлялась в очень неблагоприятных горно-геологических условиях (крупноглыбовые курумовые свалы пород и интенсивная их обводненность). По этой причине значительное количество канав не достигли коренных выходов. Глубина по пройденным канавам варьирует от 2,5 до 3,7 м.

В геологическом отношении Верхнепогурейское рудопроявление (Рис.6) приурочено к полосе войкаритов шириной около 300 м, где располагаются довольно крупное дунитовое тело, а также более мелкие их блоки и тела как с поверхности, так и на глубине в разрезах скважин, ассиметрично сопровождается участками насыщенными выделениями и маломощными линзами дунитов в количестве до 30% и выше (разрез по скважине С17). Оно размещено в приграничной части апогарцбургитовых метаморфитов (от антигорит-оливинового до оливин-антигоритового состава) с гарцбургитами серпентинизированными и слабо затронутыми процессами антигоритизации (Рис.9).

Изучение поверхности рудопроявления осуществлено посредством бурения 14 картировочно-поисковых скважин глубиной 12.0-13.2 м с расстоянием между ними в профиле 9-15 м. Оруденение на глубину прослежено в трех профилях с расстоянием между профилями 50-65 м. В каждом профиле пройдено по одной поисковой скважине с глубинами 105,0-162,4 м.

В пределах рудопроявления картируется довольно крупное дунитовое тело с мощностью до 100-120 м и протяженностью около 600 м, вытянутому в субмеридиональном направлении. Дуниты мелко-среднезернистые, участками крупно-гигантозернистые в разной степени серпентинизированные. В их составе присутствуют: оливин 40-50%, серпентин  $\geq 50\%$ , единичные зерна ромбического и моноклинного пироксенов.

Породы, вмещающие дуниты и хромиты, по составу отнесены к антигорит-оливиновым апогарцбургитовым (войкаритам). По магнитной восприимчивости породы различаются: для дунитов значения находятся в пределах  $(400-500) \times 10^{-5}$  и войкаритов –  $4800 \times 10^{-5}$  ед. СИ. Для хромовых руд отмечается значительный предел колебаний магнитной восприимчивости –  $(310-1500) \times 10^{-5}$  ед. СИ.

По данным дешефрирования космоаэрофотоматериалов и, частично, геологических наблюдений на площади рудопроявления фиксируются тектонические нарушения субширотного и северо-восточного направления.

Рудопроявление предположительно представлено довольно крупной рудной залежью вытянутой в субмеридиональным направлении. Тектоническими нарушениями ограничивается с севера и юга и разделена на два блока со смещением в плане до 10-20 м. Прогнозируемый контур рудной залежи частично подтверждается результатами детальной гравиметрии (граф. 5).

По данным скважин пересеченные мощности рудной залежи изменяются от 9,6 до 20,6 м. Прогнозируемая длина залежи ориентировочно составляет 150 м. Прослежена она на глубину до 70 м. Предварительно определено падение рудной залежи на юго-запад при углах падения  $60-70^\circ$ , элементы склонения пока не установлены.

Вокруг рудной залежи прослеживается оторочка серпентинизированных дунитов различной мощностью от долей метра до первых метров на глубине и первые десятки метров – на поверхности. Контакты руды с вмещающими дунитами резкие, иногда угловатые, почти повсеместно они сопровождаются маломощными зонками (5-10 см) озмеевикования с образованием серпентинитов, со штрихами и бороздами скольжения. Руды в приконтактовой части иногда метаморфизованы, рудообразующий хромшпинелид при этом разложен и замещается частично магнетитом, о чем свидетельствует повышение магнитной восприимчивости хромовых руд.

Хромовые руды, преимущественно, редко-среднезакрапленные, пятнистой и нечеткой петельчатой текстуры. Структуры их мелко- среднезернистые, участками до крупнозернистых. Пятнистый рисунок руд обусловлен скоплениями в виде пятен и полос густозакрапленных, крайне редко, сплошных руд средне-крупнозернистых. Основным рудным минералом являются хромшпинелиды (40-85%), из вторичных – присутствуют серпентин и хлорит (15-60%). Рудообразующие хромшпинелиды матово-черного цвета, в прозрачных шлифах под микроскопом просвечивают в красно-бурых тонах. Размер основной массы зерен хромшпинелидов 0,3-1,0 мм, реже – 1,5 мм, а также их сростки размером 3-5 мм. Зерна хромшпинелидов разбиты трещинами катаклаза в различных направлениях, их полости выполнены серпентином. Редко на их зернах в виде каемок и оболочек (0,1-0,5 мм) развивается магнетит. Единичные зерна пирротина (0,02 мм и менее) и сфалерита (0,2 мм) наблюдаются

внутри катаклазированных зерен хромшпинелидов или в массе серпентина. Трещины в хромовых рудах выполнены антигоритом и уваровитом. Отмечаются разноориентированные прожилки кальцита с неравномерным их распространением в объеме руды, что приводит к увеличению их содержаний – CaO до 8,81% и CO<sub>2</sub> до 3,49%.

По разрезам скважин отмечаются прожилки и блоки дунитов пересеченной мощностью до 1,8 м. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов рудопроявления Верхнепогурейское характеризуется содержанием: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 42,01%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 26,90%, Fe<sub>общ.</sub> 15,03%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,95%, FeO 12,37%, MgO 17,85%.

Минеральный вид хромшпинелидов определяется как магнезиальный алюмохромит, близкий к хромпикотиту. Хромовые руды такого типа близки к рудам Сарановского месторождения и используются, главным образом, для производства различных сортов огнеупоров. При этом проводится обогащение рядовых хромовых руд до 37-41% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Широкий богатый шлейф обломков хромовых руд вниз по склону от рудной залежи может представлять практический интерес, как валунчатые руды. Для верхней части развала хромовых руд, выявленного в процессе геологосъемочных маршрутов (Песков, 1965ф), характерны три хорошо выраженные вершины. Ширина ореолов рудных обломков центральной вершины – 6,8 м, западной – 7,5 м и восточной – 4,5 м. Общая протяженность рудного развала 220 м при ширине от 70-80 м до 120 м. Размеры рудных обломков в развале варьируют от щебня до крупных глыб (0,3х0,8х1,0 м). Обломки в центральной части развала представлены преимущественно богатовкрапленными средне- и крупнозернистыми рудами, в западной преобладают обломки средневкрапленных среднезернистых руд и для восточной части характерны редко-средневкрапленные мелко- среднезернистые хромовые руды. 4,4 м.

Среднее содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по рудной залежи в разрезах поисковых скважин, ориентированных вкрест ее простирания, составило 19,03% при средней горизонтальной мощности 11,1 м. Среднее содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с учетом всех пройденных выработок на рудопроявлении Верхнепогурейском, в том числе и тех выработок, которые пройдены практически по простиранию или падению залежи, достигает 21,59%, т.е. значения их сопоставимы.

По данным опробования керн скважин и бороздового опробования отмечается наличие локальных участков со значимыми параметрами богатовкрапленных руд с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 30-35%, а также блоки залежи, имеющие сложные морфологию и внутреннее строение.

Прогнозные ресурсы хромовых руд категории Р1 были оценены в 2013 году (ф.Печенкин и др., 2013) и по рудопроявлению Верхнепогурейское составят:

$$15000 \text{ м}^2 \times 11,1 \text{ м} \times 3,5 \text{ т/м}^3 = 583 \text{ тыс.т}$$

15000 м<sup>2</sup> – площадь рудной залежи при средней глубине подсчета по падению 100 м и длине – 150 м;

11,1 м – горизонтальная мощность рудной залежи средняя;

3,5 т/м<sup>3</sup> – принятый объемный вес хромовой руды.

Прогнозные ресурсы категории Р2 по рудной залежи определены в интервале глубин 100-300 м с аналогичными параметрами подсчета категории Р1 и составили:

$$30000 \text{ м}^2 \times 11,1 \text{ м} \times 3,5 \text{ т/м}^3 = 1165 \text{ тыс.т}$$

Таким образом, рудопроявление Верхнепогурейское представлено довольно крупной рудной залежью хромитов, приуроченной к полосе размещения крупномасштабного дунитового тела и значительного количества отдельных тел и блоков дунитов с мощностью первые десятки метров.

Размеры, морфология, внутреннее строение рудной залежи и условия ее залегания определены частично канавами, бурением картировочно-поисковых и профилей поисковых скважин.

На рудопроявлении преимущественно развиты рядовые типы хромовых руд с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не выше 25%. Наличие участков богатовкрапленных руд позволяет ожидать при обогащении выхода кусковой руды, мелкокусового и зернистого концентратов для использования в огнеупорной промышленности.

Прогнозные ресурсы хромовых руд категории Р1 583 тыс.т при среднем содержании Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 19,03%, категории Р2 1165 тыс.т.

В пределах хромитоносной зоны рудопроявления Верхнепогурейское можно было прогнозировать выявление других рудных тел хромитов, как располагающихся близ поверхности, так и выходящих на дневную поверхность, но перекрытых четвертичными отложениями.

Поэтому в 2016 годы для оценки ресурсного потенциала Верхнепогурейского были проведены детальные геофизические работы методами гравиразведки и магниторазведки.



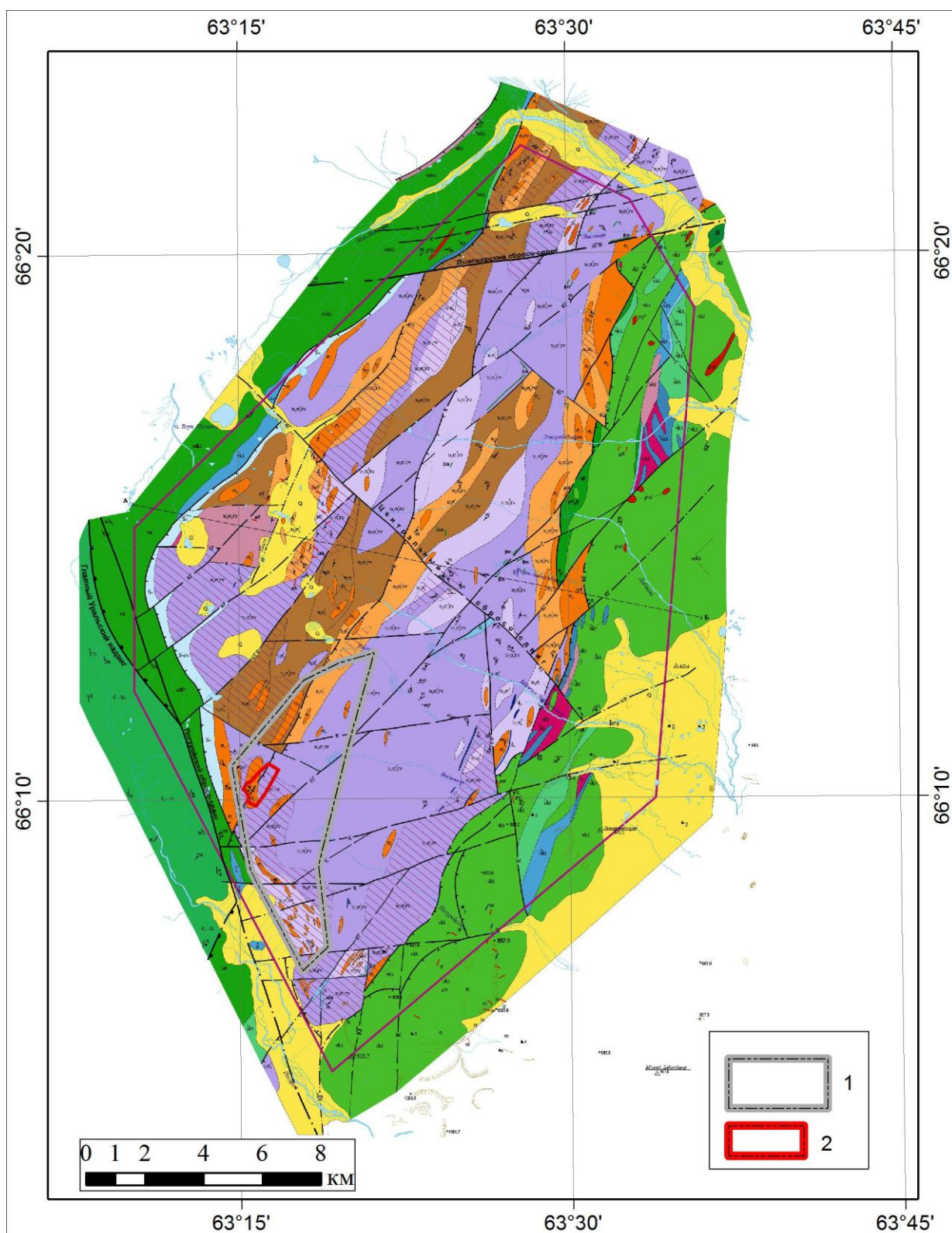


Рис.6. Геологическая карта Погурейского блока (ф.Печенкин, 2010).

1- Контур наземной магнитной съемки 1: 5000 масштаба, 2 – Верхнепогурейский поисковый участок и контур гравиметрической съемки масштаба 1: 2000.

Условные к рисунку представлены на рисунке 7.



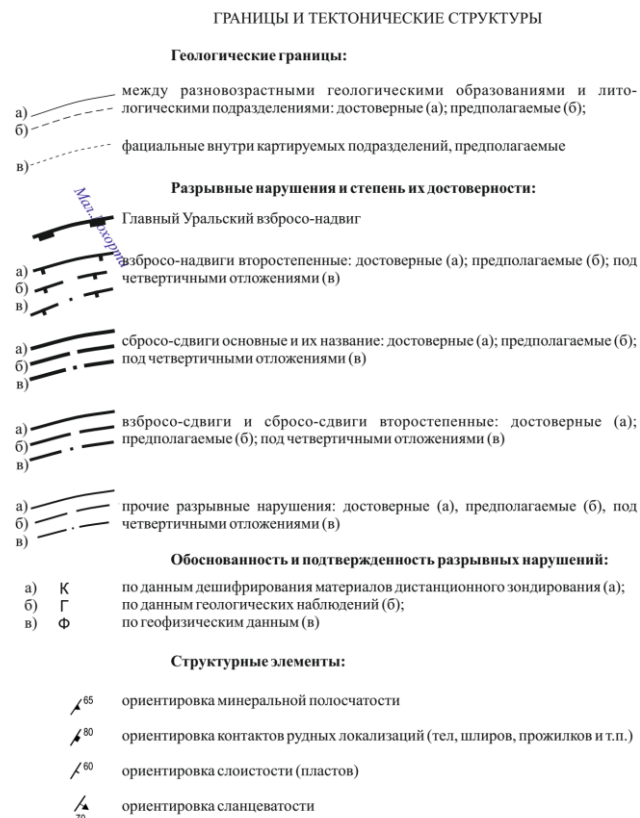
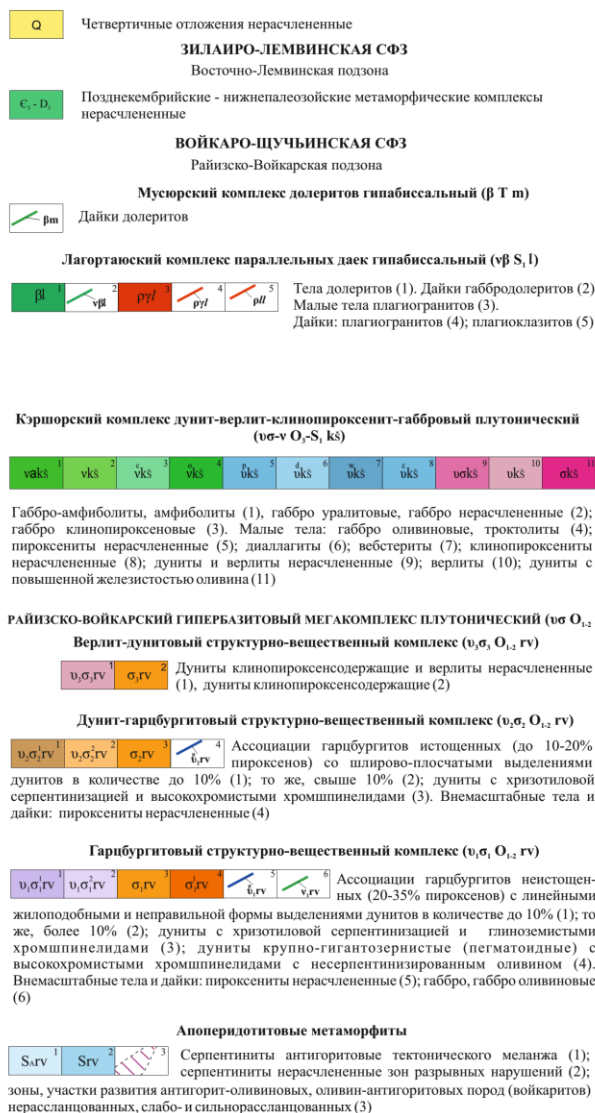


Рис.7. Условные обозначения к рисунку 6.

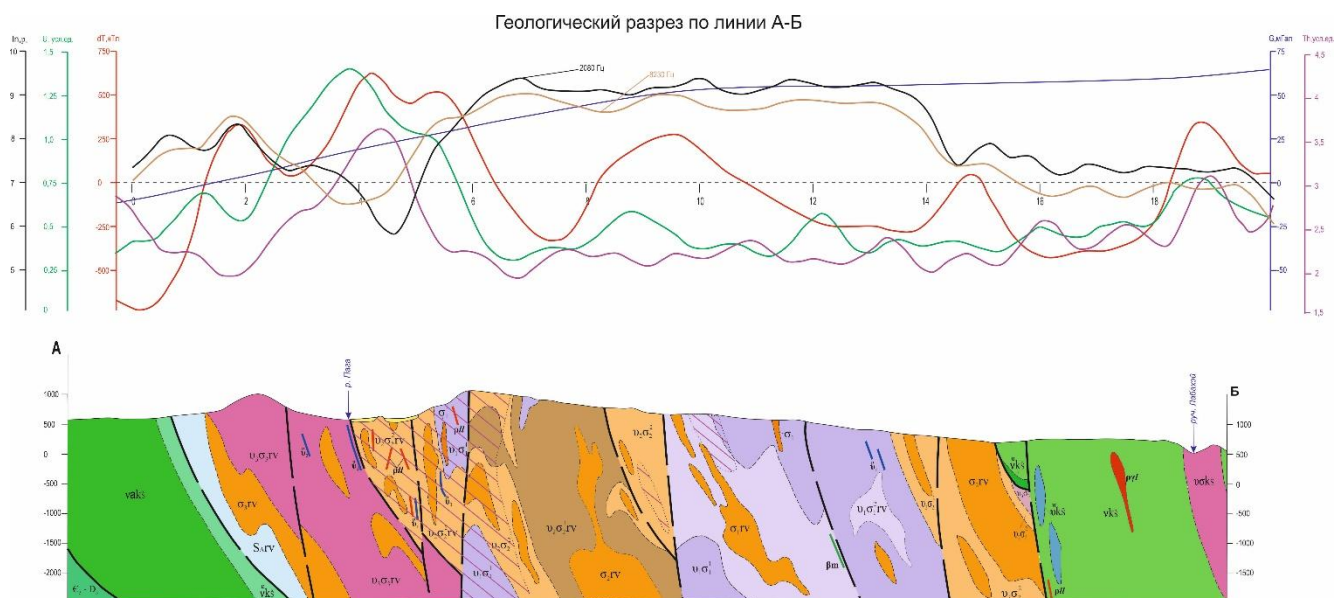


Рис.8. Геологический разрез по линии А-Б (рис.6).

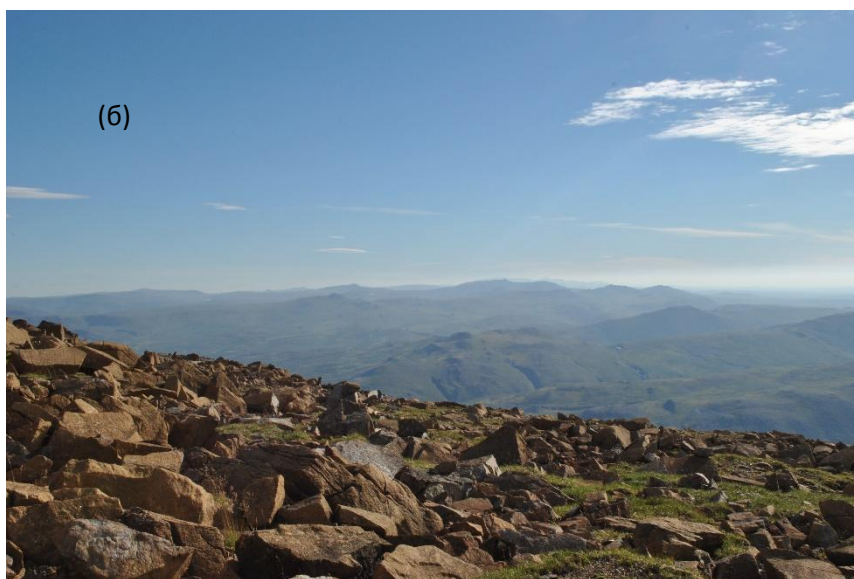
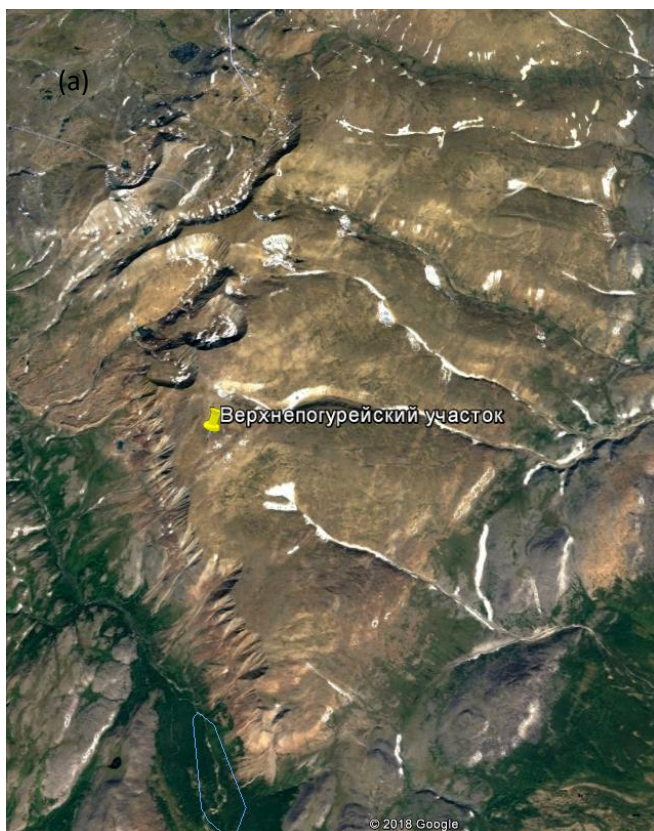


Рис.9. Ландшафтные условия Верхнепогурейского участка.

(а) – Космоснимок GoogleEarth; (б) Крупноглыбовый курум на участке работ



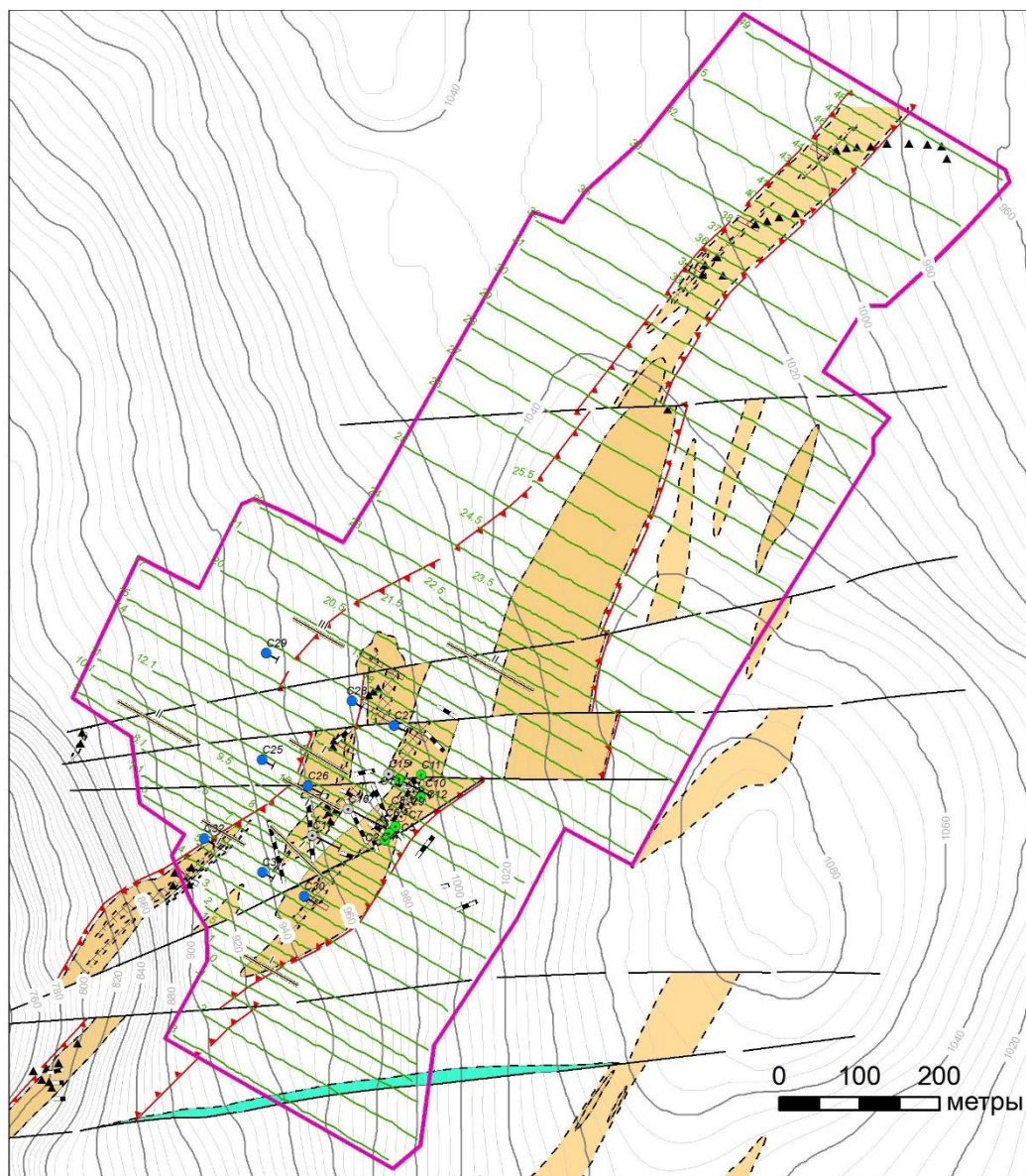


Рис. 10. Геологический план Верхнепогурейского рудопоявления.

### **3. Геофизическая характеристика Верхнепогурейского рудопроявления.**

#### *Характеристика изученности*

Верхнепогурейский участок имеет довольно хорошую аэрогеофизическую изученность.

Вся территория Войкаро-Синьинского массива, включая Погурейского блок, в покрыта комплексной аэрогеофизической съемкой (магнитометрия, спектрометрия и электроразведка ДИП-4) масштаба 1:50000, которая была выполнена ЗАО ГАПП «Аэрогеофизика» в 2006-2009 гг. Однако гравиметрические съемки были проведены только в масштабе 1: 200 000. В 2016 году силами ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» были выполнены профильные геофизические работы по опорному профилю, который пересекает Погурейский блок в широтном направлении. Работы включали магниторазведку, гравиразведку и электроразведку АМТЗ.

В том же 2016 году в районе Верхнепогурейского рудопроявления были проведены площадные работы, включающие наземную магниторазведку 1: 5000 масштаба. Непосредственно на рудопроявлении была выполнена магниторазведка 1:1000 масштаба. До этого гравиметрические работы на Верхнепогурейском рудопроявлении проводились в 2012 году в профильном варианте (да профиля общей протяжённостью 500 м). В ходе профильных гравиметрических работ было установлено, что выход рудного тела на поверхность отмечается отчетливой положительной аномалией поля силы тяжести интенсивностью 0.15 мГал. Это послужило основанием для постановки гравиметрических работ на рудопроявлении в 2016 году.

Ниже приведены основные результаты геофизических работ на Верхнепогурейском участке.

#### *Магнитное поле*

Площадная магниторазведка в 2016 году проводилась силами ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» по сети 50×5 м с помощью четырех протонных магнитометров ММРОС-1 и МИНИМАГ, один из которых использовался для наблюдений за вариациями магнитного поля Земли. Наблюдения выполнялись по системе параллельных профилей северо-западной ориентировки с азимутом 300<sup>0</sup>, шаг профилей составлял 50 м, шаг наблюдений по профилю 5 м. В пределах Верхнепогурейского рудопроявления по сети 10×2 м (масштаб 1:1000).

Магнитное поле в пределах участка работ имеет сложную структуру. Интенсивность отрицательных и отрицательных аномалий достигает 15000 нТл. Высокоградиентное поле соответствует участкам войкаризации и серпентизации вдоль тектонических нарушений, имеющих взбро-сдвиговую кинематику.

В результате анализа карт магнитного поля была составлена схема интерпретации на Погурейского участка (рис.12). Для этого на первом этапе было проведено районирование по структурно-морфологическим особенностям магнитного поля. Были выделены области

спокойного поля (с интенсивностью локальных аномалий до 500 нТл и величиной полного градиента до 10 нТл/м), соответствующие, скорее всего, умеренно изменённым гарцбургитам с повышенным содержанием тел дунитов и области высоко дифференцированного поля (с интенсивностью локальных аномалий 500-15000 нТл и величиной полного градиента 10-100 нТл/м), соответствующие участкам войкаритизации гарцбургитового комплекса пород.

Именно к такой области высоко дифференцированного магнитного поля приурочено Верхнепогурейское рудопоявление (рис.8). При этом в пределах участка выявлены наиболее интенсивные знакопеременные аномалии ( $\Delta T_a$ ) (до 15000 нТл).

Интенсивность локальных аномалий в выделенных областях спокойного магнитного поля варьирует в пределах от 100 до 500 нТл, а величина полного градиента от 0.1 до 10 нТл/м. Области спокойного ( $\Delta T_a$ ) имеют большую суммарную площадь. Наиболее крупная область расположена в верховьях ручья Погурейсоим (рис.11). К западному краю именно этой области приурочено Южнопогурейское рудопоявление (рис.13). Рудопоявление Вылью также находится в области спокойного магнитного поля.

В структуре магнитного поля хорошо проявлены линейные аномалии. На схеме интерпретации были выделены протяжённые (до 3 км) линейные максимумы (с интенсивностью 500-15000 нТл и величиной полного градиента 10-100 нТл/м), а также линейные аномалии с умеренной интенсивностью до 500 нТл и величиной полного градиента до 10 нТл/м. Кроме того, были выделены оси смещения локальных магнитных аномалий.

Большая часть линейных аномалий имеет субмеридиональную и северо-восточную ориентировки и, вероятно, представляют собой сколовые по отношению к ГУР трещины. Плоскости трещин выполнены серпентином с магнетитовой вкраплённостью, которая и определяет появление интенсивных положительных аномалий.

Кроме того, в структуре магнитного поля хорошо проявлены оси смещения линейных аномалий, соответствующие поперечным (запад, северо-запад) сдвиговым разрывам, вероятно, поздним по отношению ко времени основного надвига вдоль Главного Уральского Разлома (по долине р. Погурей).

Отметим, что линейные максимумы, по большей части, сконцентрированы в областях сильно дифференцированного магнитного поля. При этом линейные аномалии как бы «обволакивают» области спокойного поля. Эти области соответствуют слабо изменённым гарцбургитам и иногда отдельным крупным телам дунитов.

Как видно из рисунков 8-10 Верхнепогурейский участок находится в зоне интенсивного наложенного метаморфизма ультрабазитов в зоне динамического влияния главного надвига в

подошве ультрабазитовой пластины, по которому Погурейский блок надвинута на палеозойский комплекс пород.

Судя по данным магниторазведки, учаток имеет исключительно сложную тектоническую структуру, образованную пресечением разрывных нарушений трехнаправлений: северо-восточного, меридиального и в северо-западного. Хромитовые тела по этим нарушениям разорваны и разнесены на первые десятки метров.

За счет широкого развития серпентизации вдоль тектонических нарушений и как следствие образования магнетитовой минерализации в серпентинитах интенсивность аномального магнитного поля на участке достигает 30 000 нТл. При этом серпентиниты имеют очень высокую магнитную восприимчивость ( $\chi$ ) около 0.8 ед. Си.

Над выходами хромитового тела в центральной части участка наблюдается отчетливая отрицательная аномалия. При этом хромитовые руды имеют относительно низкую и устойчивую  $\chi$   $2-4 \times 10^{-3}$  ед. СИ. Также пониженное магнитное поле наблюдается над крупными линзами дунитов, к которым тяготеет большая часть высыпок хромитовых руд.



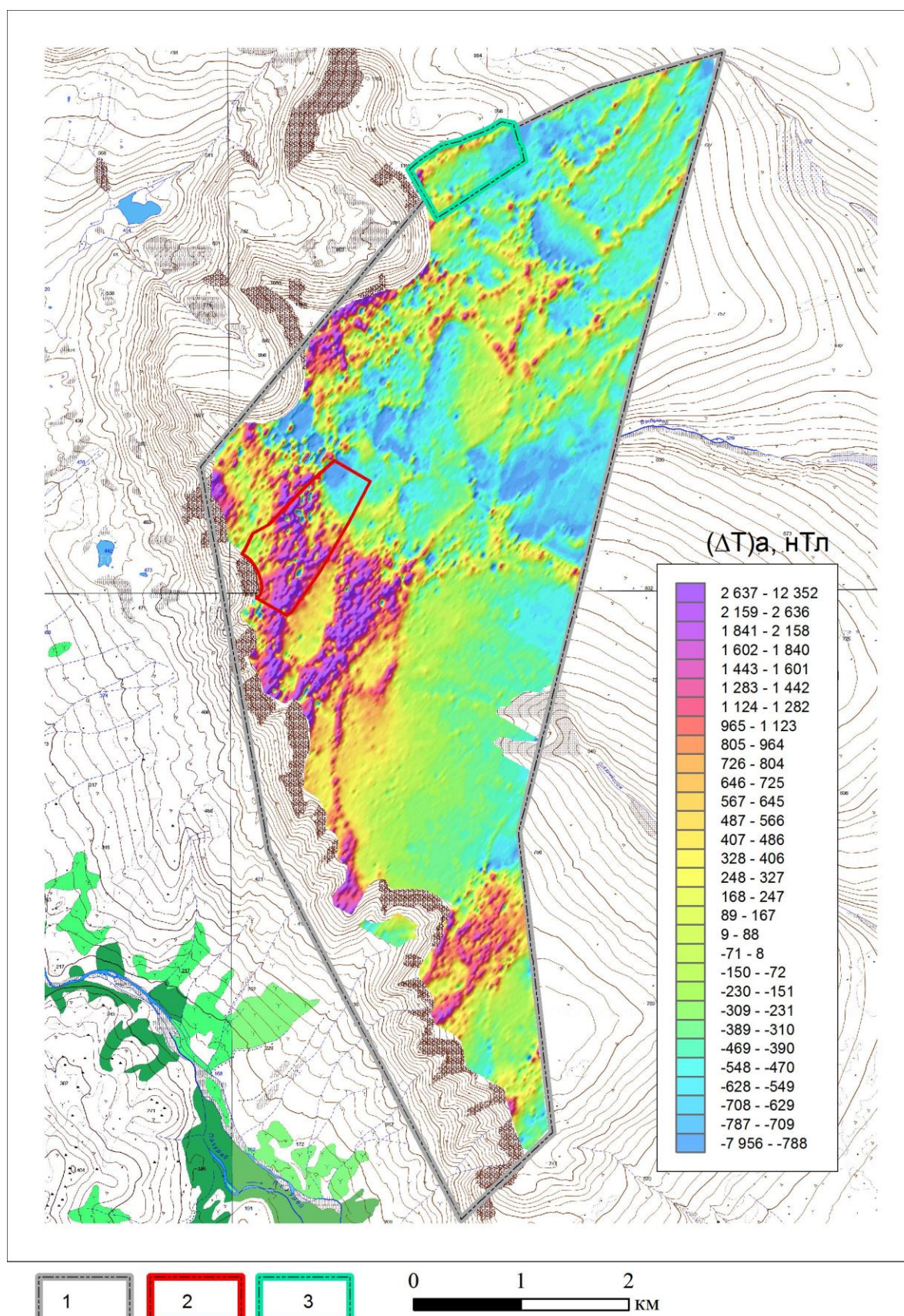


Рис.11. Аномальное магнитное поле в пределах Погурейского участка по результатам наземной съемки 1: 5000 масштаба (ф.Тарасов и др., 2016).

1 – Контур Погурейского участка; 2 – Контур Верхнепогурейского участка; 3 - Контур участка Вилью (2 и 3 – участки гравиметрической съемки).



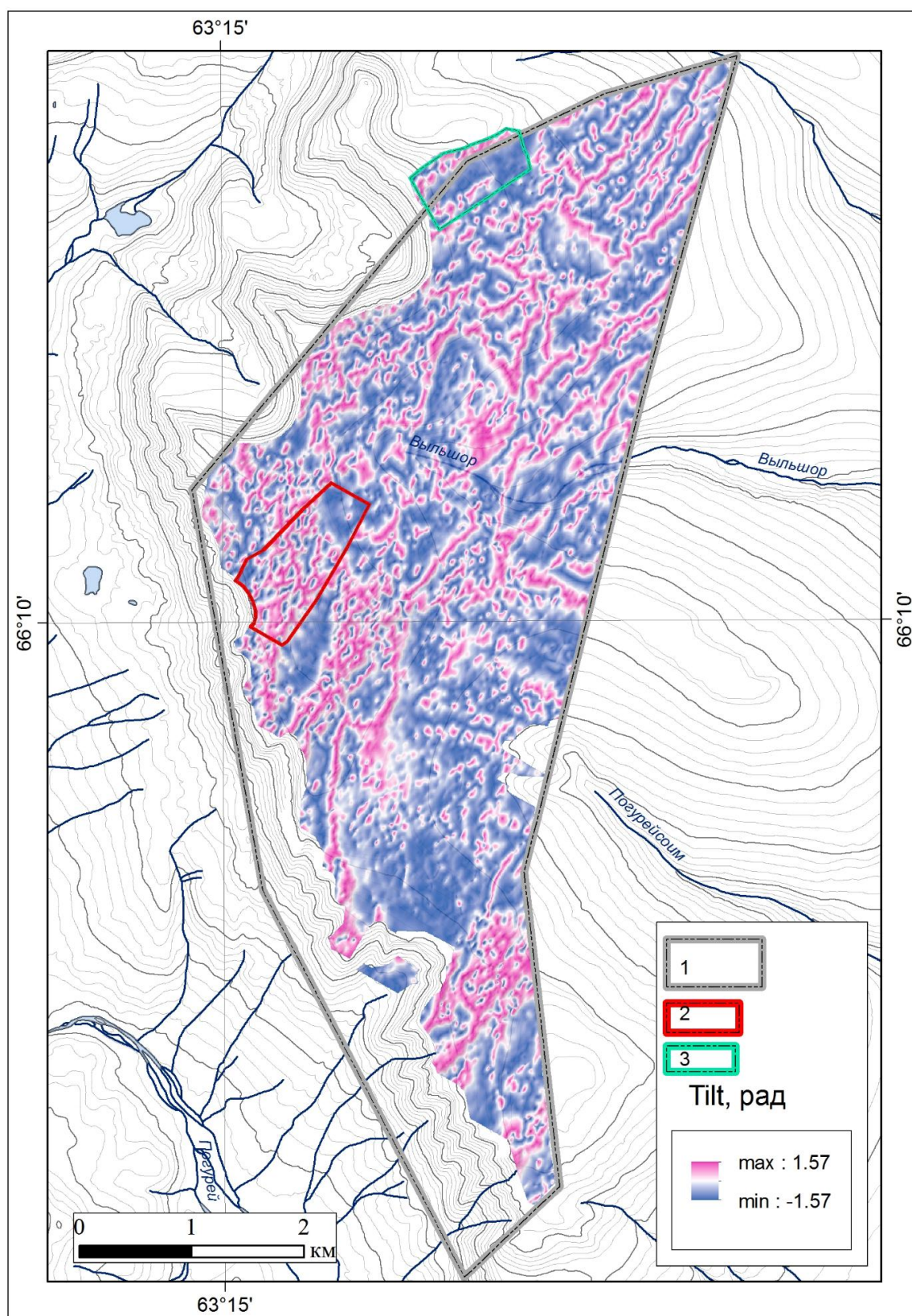


Рис.12. Структурная (тилт) трансформация аномального магнитного поля в пределах Погурейской площади (ф.Тарасов и др., 2016).

1 – Контур Погурейского участка; 2 – Контур Верхнепогурейского участка; 3 - Контур участка Вилью (2 и 3 – участки гравиметрической съемки).



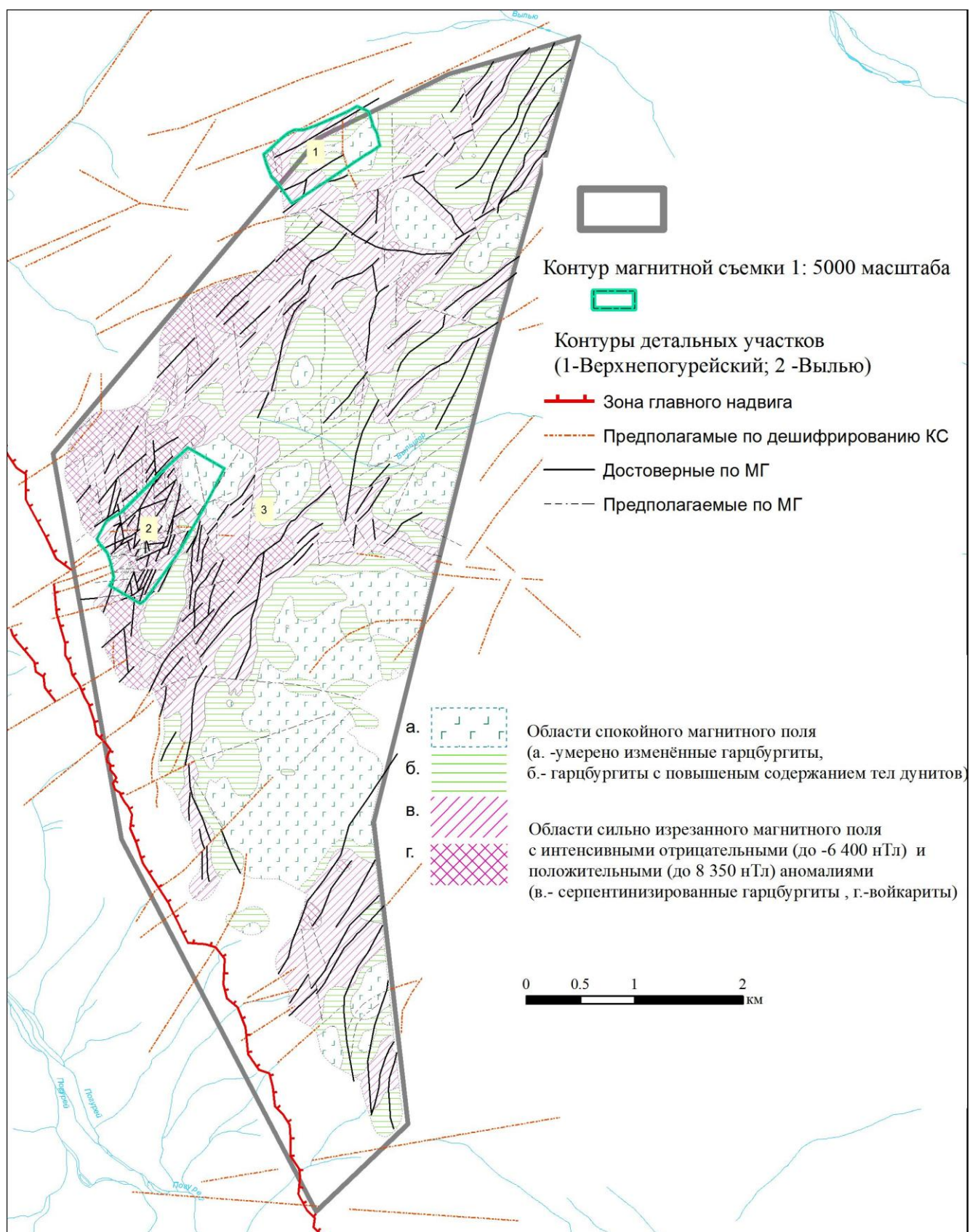


Рис.13. Схема интерпретации аномального магнитного поля в пределах Погурейского участка (ф.Тарасов и др., 2016).



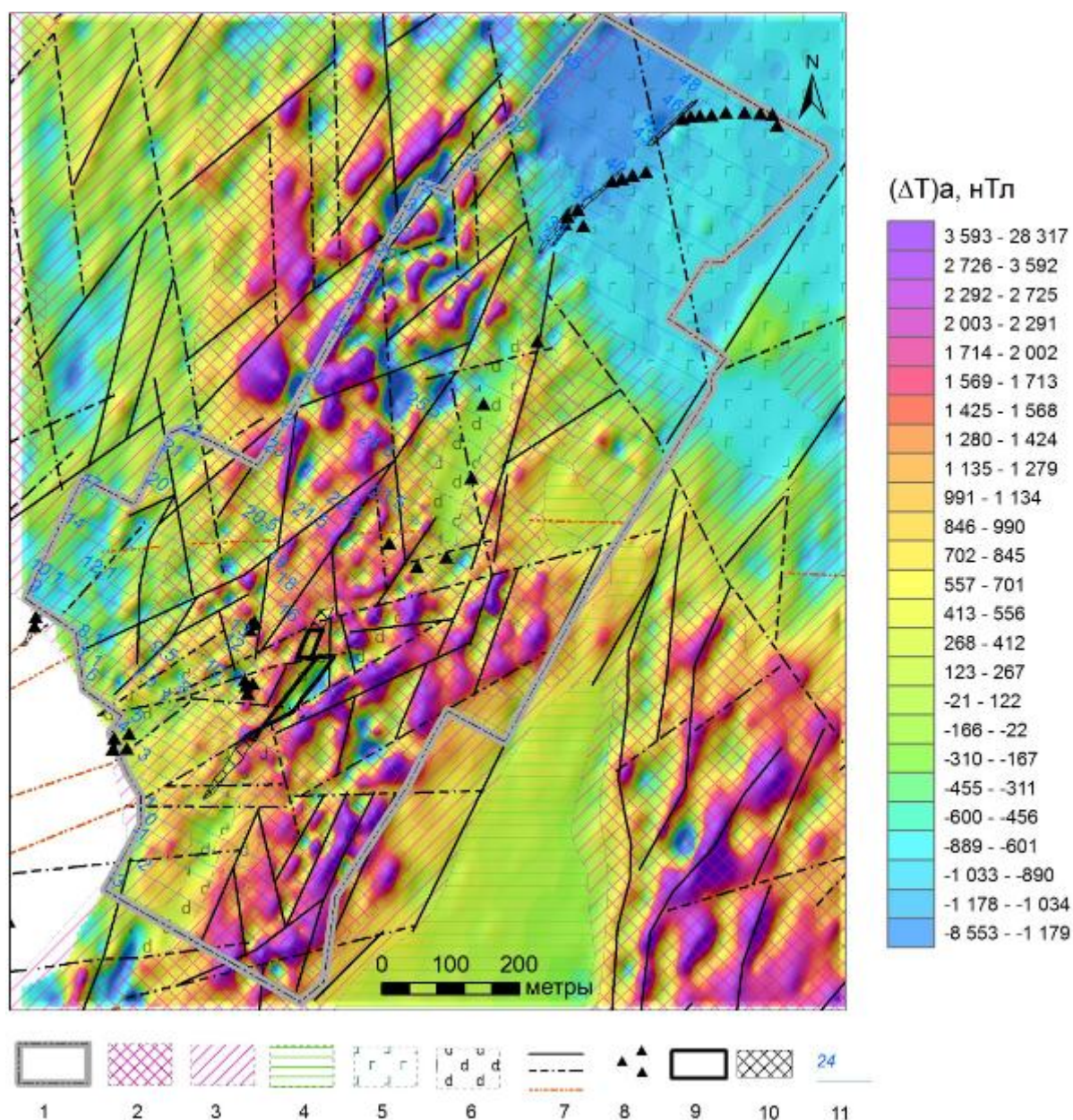


Рис.14. Аномальное магнитное поле в пределах Верхнеопугурейского участка (ф.Тарасов и др., 2016).

1 – Контур Верхнеопугурейского участка, 2- Область высокоградиентного поля – участки войкаритизации и серпентизации вдоль тектонических нарушений; 3- Области умеренно градиентного поля – участки объемной серпентизации; 4- Области ослабленного магнитного поля, соответствующие слабоизменённым гарцбургитам и дунитам (>10 %); 5- Массивные гарцбургиты; 6- Участки ослабления поля среди войкаритов и серпентинитов – тела околорудных дунитов; 7- Линеаменты магнитного поля, предположительно соответствующие зонам дробления и разрывов с интенсивной серпентинизацией; 8 –Развалы и высыпки хромитов; 9- Выходы рудных тел хромитов по данным горно-буровых работ; 10 – предполагаемые рудные тела по геологическим данным; 11- Линии профилей гравirazведки.

Детальная гравиразведка выполнялась силами ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» по сети параллельных профилей северо-западного направления в 1: 2000 масштабе и крупнее. Основной шаг съемки по профилю составлял 10 м со сгущением шага до 5 м и 2.5 м. При проведении полевых гравиметрических измерений были использованы два автоматических термостатированных гравиметра CG –5 «Scintrex» (Autograv), имеющие кварцевую чувствительную систему. Для вычисления аномалий Буге использовались плотность промежуточного слоя  $2.85 \text{ г/см}^3$ . Это значение плотности соответствует средней плотности ультрабазитового комплекса в верхней части Войкаро-Сынинского массива. Для введения поправки за влияние рельефа использовались цифровые модели рельефа, полученные в результате инструментальной топогеодезической съемки в пределах участка (ближняя зона) и в результате оцифровки топографических карт в средней и дальней зоне. Оценка погрешности наблюдений после введения всех поправок показала, что точность съемки составляет  $\pm 0.022 \text{ мГал}$ .

Результаты гравиметрической съемки представлены на рисунках 15, 16.

Участок Верхнепоурейский находится в сильно градиентном поле силы тяжести в редукции Буге (рис.15), связано это с близостью участка к зоне ГУР и к западному краю Войкаро-Сынинского ультрабазитового массива. По результатам измерений выявлено, что значения поля Верхнепоурейского участка возрастают в северо-восточном направлении от 0 до  $10.5 \text{ мГал}$  с почти постоянным горизонтальным градиентом ( $0.7 \text{ мГал}$  на  $100 \text{ м}$ ).

При обработке для вычисления локальной составляющей был применен метод частотной фильтрации с фильтром Баттерворта (Butterworth) восьмого порядка с эффективным радиусом осреднения  $200 \text{ м}$ . Полученные карты локальных составляющих поля  $\Delta g_{\text{лок}}$  представлены на рисунке 13.

В первом приближении локальным аномалиям  $\Delta g_{\text{лок}}$  отвечают объекты, которые находятся в промежутке глубин от 0 до  $300 \text{ м}$ . Объекты, находящиеся на глубинах более  $300 \text{ м}$ , почти не влияют на локальную составляющую поля.

Структура поля  $\Delta g_{\text{лок}}$  отражает сложную шпирово-блоковую структуру тектонической зоны, в пределах которой локализовано Верхнепоурейское рудопроявление. Отрицательные аномалии  $\Delta g_{\text{лок}}$  участкам наиболее интенсивного дробления и серпентинизации, именно к отрицательным аномалиям  $\Delta g_{\text{лок}}$  приурочены наиболее интенсивные и высокоградиентные аномалии магнитного поля. Крупные положительные аномалии (интенсивностью до  $0.4 \text{ мГал}$ ) предположительно соответствуют блокам плотных массивных войкаритов (плотностью до  $3 \text{ г/см}^3$ ). Гарцбургит-дунитовые тела выделенные по данным магниторазведки также тяготеют к положительным аномалиям, хотя и точно не совпадают с их центрами.

Выходы известных тел хромитов отмечается положительно эллипсовидной аномалией №1 (рис.16). Аномалия имеет эллипсовидную форму и вытянута в слабо северо-восточном направлении на 100 м при ширине 60 м. Это позволяет говорить, что выделенные в результате предшествующих работ, рудные тела ограничены по простиранию.

К западу от этой аномалии выделяется сегментированная положительная аномалия (аномальная зона), вытягивающаяся в меридиональном направлении. Интенсивность аномалии возрастает в южном направлении. Вблизи южной границы участка аномалия достигает максимальной интенсивности (0.4 мГал). Высыпки хромитов тяготеют к средней части аномальной зоны, хотя и несколько смещены относительно ее к востоку. Несмотря на то, что в пределах южной части аномальной зоны не выявлено обломков хромитовых руд, наиболее интенсивная аномалия (аномалия №2) представляет наибольший поисковый интерес.

Кроме того, были выявлен ряд положительных аномалий предположительно рудной природы.

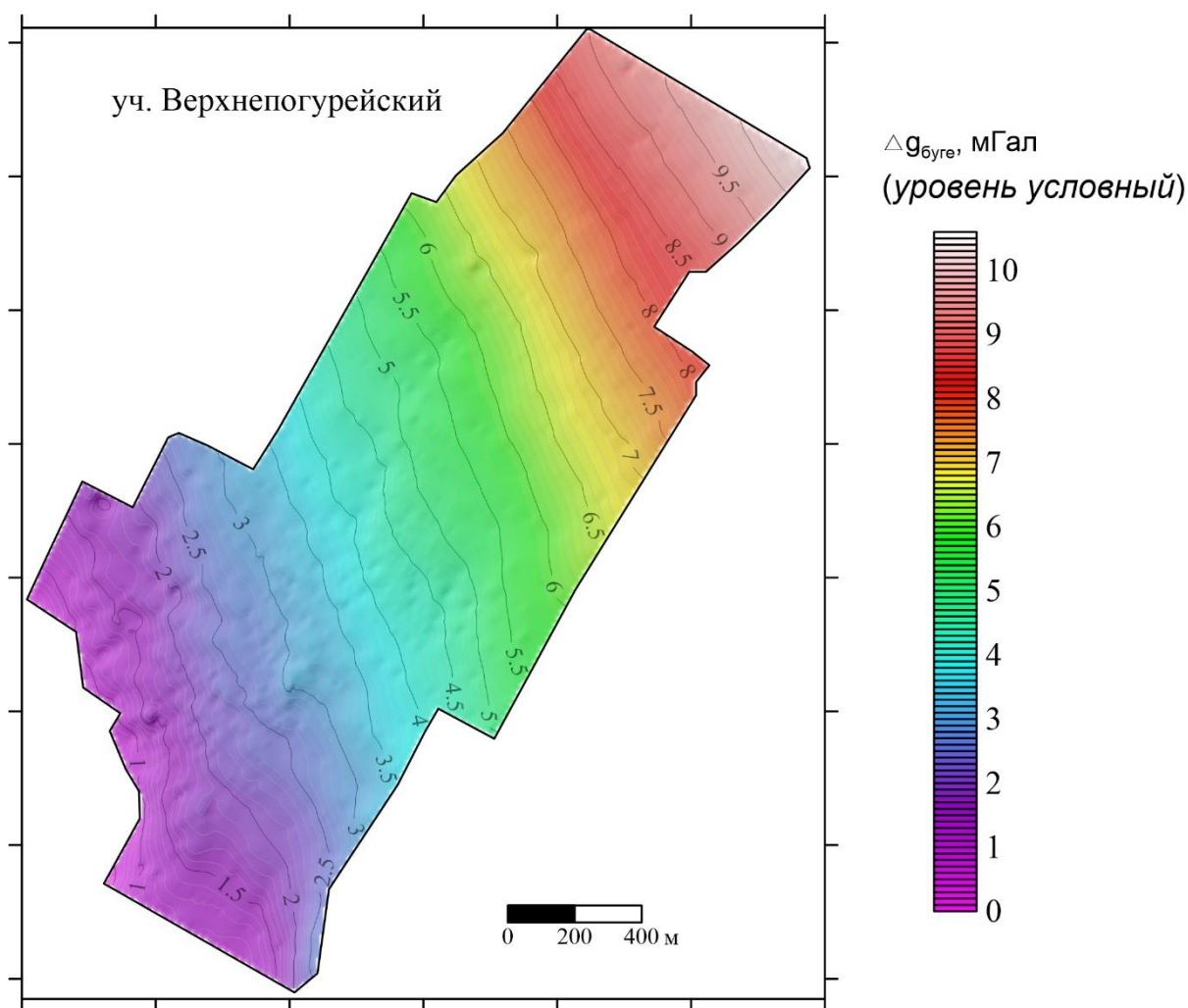


Рис.15. Поле силы тяжести в редукции Буге (плотность 2.85 г/см<sup>3</sup>) в пределах поисковых участков ( Производственный отчет, 2017).



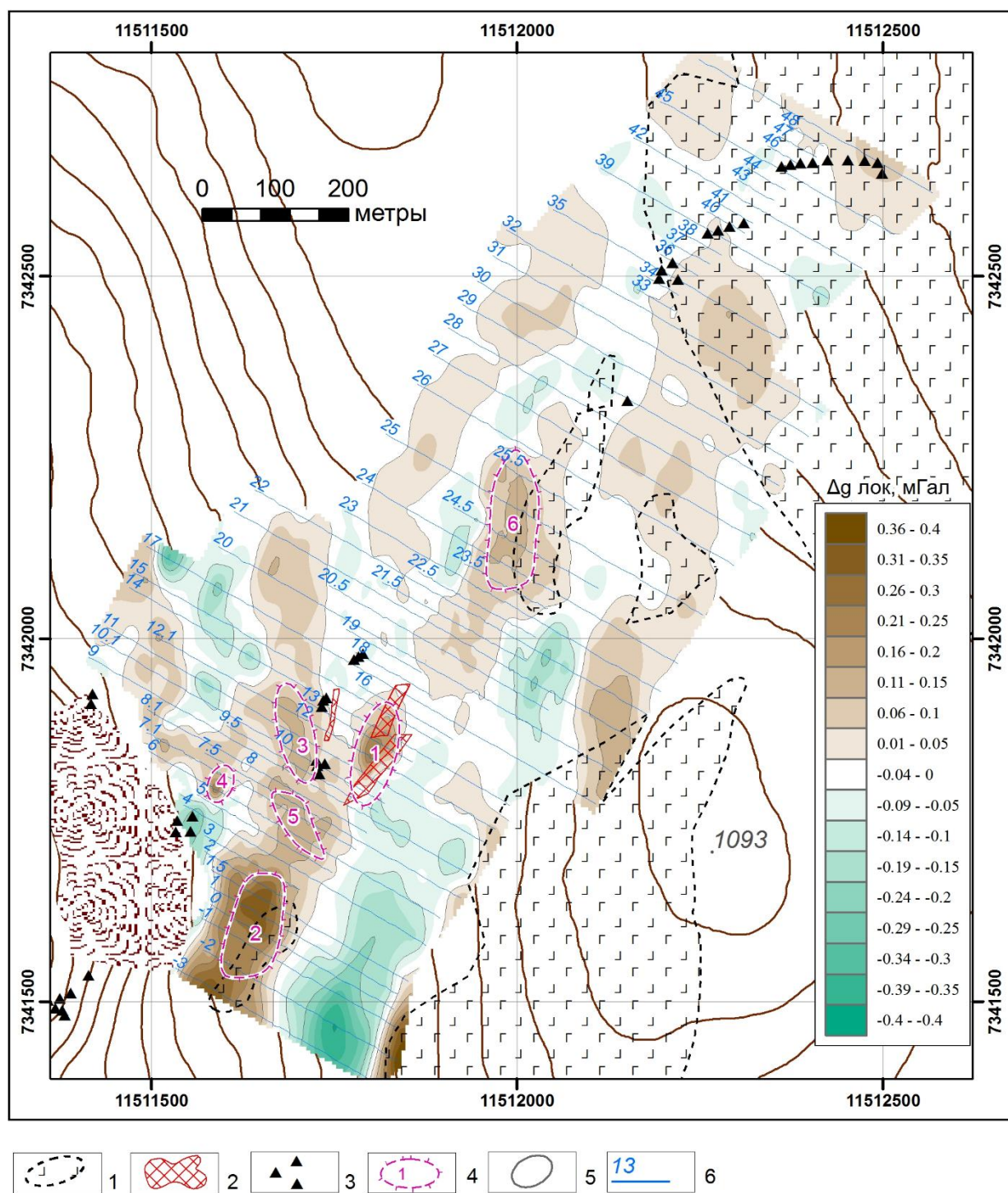


Рис.16. Карта изолиний локальной составляющей поля силы тяжести в пределах Верхнепогурейского участка.

1 – Участки ослабленного магнитного поля, соответствующие слабоизменённым гарцбургитам и дунитам (>10 %); 2- Выходы рудных тел хромитов по данным горно-буровых работ; 3 –Развалы и

высыпки хромитов; 4- Аномалии предположительно рудной природы и их номера; 5 – Изолинии  $\Delta g_{\text{лок}}$  через 0.1 мГал; 6– Линии профилей гравirazведки (ф.Тарасов и др., 2016).

#### **4. Поисковая модель**

##### **4.1 Месторождение Центральное**

Месторождение хромитовых руд Центральное располагается на Полярном Урале, в южной части ультраосновного массива Рай-Из. В данный момент оно является одним из наиболее крупных эксплуатируемых месторождений России с запасами хромитов около 10 млн. т..

Некоторые исследователи Полярно-Уральского ультрабазитового комплекса считают, что Войкаро-Синьинский массив и массив Рай-Из когда-то образовывали единую надвиговую пластину, разорванную в ходе интенсивного тектоногенеза в среднем палеозое. Оба массива имеют сходные парагенетические комплексы ультрабазитов. Это позволяет предполагать, что в пределах Войкаро-Синьинского массива могут быть выявлены сходные по масштабу месторождения.

Месторождение Центральное и его западный спутник (5 км к западу) месторождение Западное (рис.17) представляет собой сложно построенную хромитоносную зону. Протяженность рудной зоны на Центральном месторождении 1700 м при ширине 400—450 м. Зона вытянута в северо-восточном направлении согласно с полосчатостью гарцбургитов и вытянутостью дунитовых обособлений среди гарцбургитов (рис.17).

Дунитовые и рудные тела имеют крутое северо-западное падение, в то время как полосчатость круто падает в противоположную сторону, на юго-восток.

Тектоническими разрывами субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений месторождение разбито на ряд блоков, смещенных относительно друг друга до десятков метров. В строении месторождения можно выделить два блока: северный, в пределах крупного дунитового тела, и южный, в зоне ГШПД (Пучков, 1990).

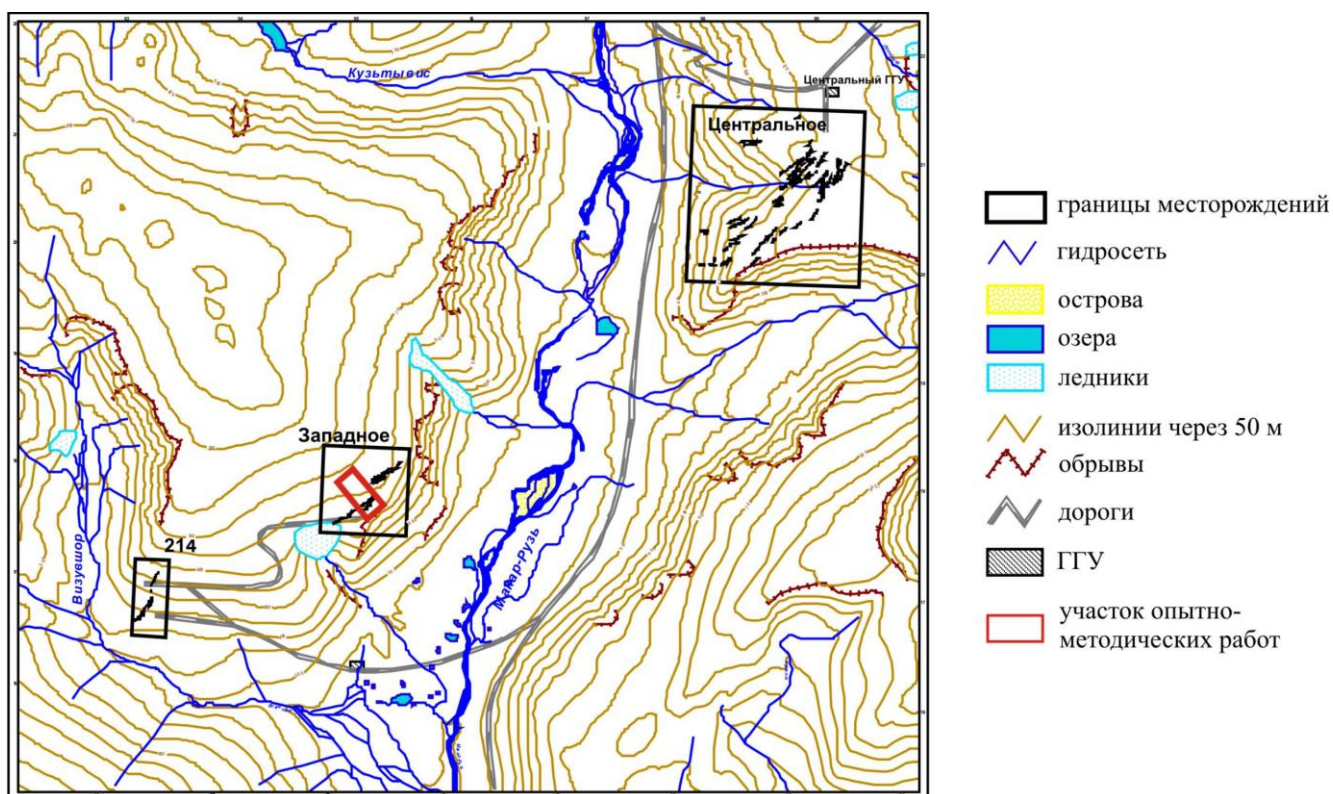
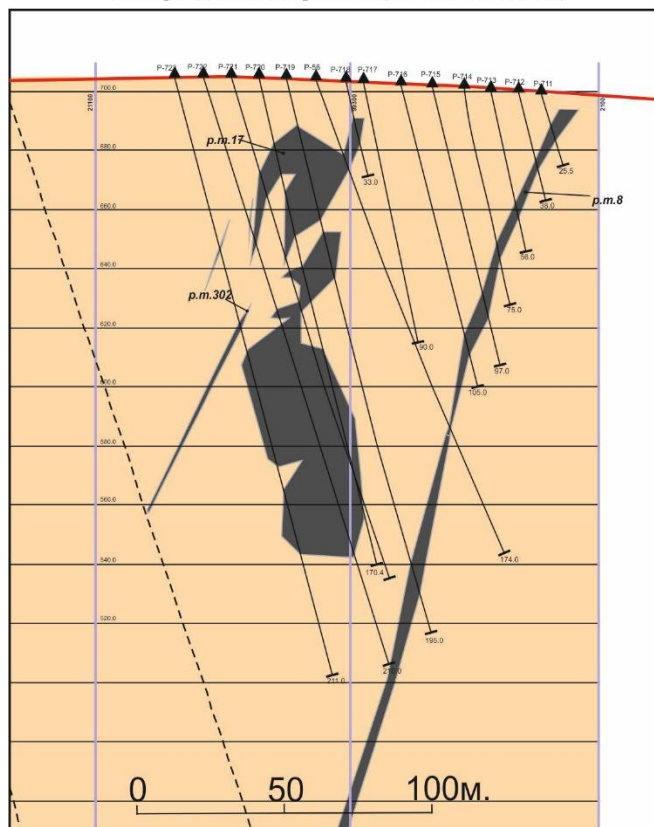


Рис.17. Положение эталонных месторождение и участок опытно-методических гравиметрических исследований в 2011 году (ф.Тарасов и др., 2016).





Геологический разрез по профилю 43.  
Месторождение Центральное (Восточная подзона).



Геологический разрез по профилю 37А.  
Месторождение Центральное (Восточная подзона).

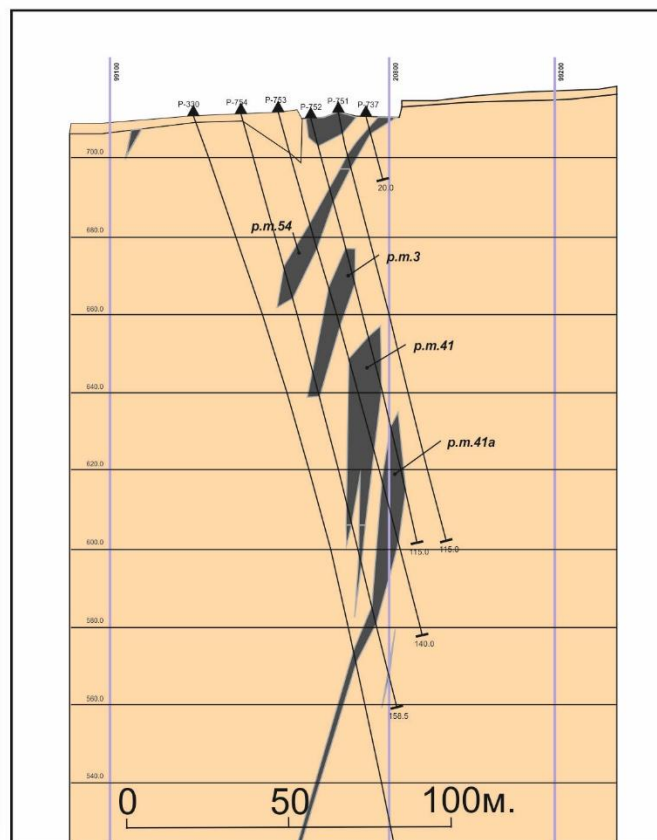


Рис.19. Схематические разрезы через месторождение Центральное. (по Овечкину А.М., 1980).

В северном блоке месторождения выявлено 51 тело хромитовых руд, которые образуют две сложнопостроенные подзоны: восточную и западную, отделенные друг от друга полосой дунитов шириной от 250 м на юге до 50 м на северо-востоке. Восточная подзона протягивается на 600 м, мощность ее возрастает в северо-восточном направлении от 10—30 до 120 м. Подзона сложена кулисообразно перекрывающимися друг друга рудными телами уплощенной линзовидной, реже пластообразной формы, имеющими крутое ( $75\text{--}85^\circ$ ) северо-западное падение и склонение в северо-восточном направлении под углом  $40\text{--}60^\circ$ . Протяженность тел по простиранию и падению — первые сотни метров при мощности от 0,5 до 30,5 м.

Наиболее выдержанное по простиранию, мощности и составу руд пластообразное тело залегает в крайней восточной части подзоны и условно получило название «базального». Протяженность его 600 м, мощность — от 0,7 до 10,3 м, в среднем 4,8 м. Контакты тела преимущественно резкие, преобладают средне-густовкрапленные руды (Пучков, 1990).

Западная подзона северного блока включает 27 рудных тел. Мощность подзоны возрастает в северо-восточном направлении от 120—150 до 170—200 м. Рудные тела имеют

линзовидную форму, характеризуются нечеткими контурами и сопровождаются мощными ореолами повышенной вкрапленности хромшпинелидов во вмещающих дунитах.

Мощность рудных тел меняется от 0,2 до 11,5 м, в среднем 1,9 м; протяженность тел 30—350 м, в среднем 115 м.

Южный блок месторождения опущен по отношению к северному и занимает площадь 0,55 км<sup>2</sup> (0,5×1,1 км). В геологическом строении его участвуют линзовидные тела дунитов и гарцбургиты. Дунитовые тела развиты в основном на западном и юго-западном флангах месторождения, где эрозией вскрыты более глубокие горизонты. Мощность дунитовых тел 20—150 м, протяженность 100—500 м. Среди гарцбургитов с выделениями дунитов встречаются участки с 10—30, 30—50 и свыше 50 % дунитовой составляющей. С глубиной количество дунитов по всем разрезам скважин возрастает, как и размеры дунитовых тел. Степень серпентинизации гипербазитов, как и в северном блоке месторождения, уменьшается с глубиной.

В южном блоке выявлено 28 рудных тел. Форма их уплощенная, линзовидная, реже пластообразная; мощность варьирует от 0,4 до 17,9 м, в среднем 2,8 м. Длина тел изменяется от 40 до 500 м, протяженность по падению в среднем составляет 170 м. Простираие северо-восточное, падение крутое северо-западное. Расстояние между телами изменяется от 3—5 до 200—250 м, в среднем 55 м.

По составу хромитовые руды месторождения Центральное характеризуются широким диапазоном и представлены всеми типами от убого-вкрапленных до сплошных.

Руды имеют массивную, шпирово-полосчатую текстуру по величине зернистости изменяются от мелко-среднезернистых до крупнозернистых. Рудообразующие хромшпинелиды восточной подзоны высококачественные, содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них варьирует от 55 до 63 %, в среднем 59 % (Пучков, 1990).

Важную роль в геологическом строении участка месторождения играют разрывные нарушения. Многие из них хорошо видны на аэрофотоснимках, другие маркируются зонами дробления, расланцевания, серпентинизации, оталькования, карбонатизации. Самый крупный из разломов — Полойшорский — ограничивает месторождение с северо-востока. Простираие разрыва 285—305°, падение на СВ под углами 65—75°. Разрыв трассируется зоной серпентинитов шириной ~ 50 м и дайками диабазов мощностью до 10 м.

Хромитовые рудные тела образуют линейно вытянутую зону СВ простираия длиной ~ 1500 м и шириной около 350 м. В северной части месторождения рудные тела залегают в дунитовом теле, в южной — в породах шпирового дунит- гарцбургитового комплекса. Преобладают средне-густовкрапленные руды, сложенные магнезиальным хромитом с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 40,55—49,85% (Ладнер, 2008).

Проведенные исследования показывают, что структурная позиция хромитовых руд месторождения Центральное, хотя и не является универсальной, содержит элементы, присущие многим месторождениям и рудопроявлениям хромитов. 1. Хромитовые тела образуют линейно-вытянутую зону. По-видимому, линейность рудных зон — характерная черта хромитовых месторождений. 2. Рудная зона приурочена к осевой части синформной складки полосчатости, простирается вдоль оси складки, а составляющие ее рудные тела погружаются параллельно шарнир.

#### **4.2. Методические проблемы и геолого-геофизическая модель месторождения Центральное и Западное.**

Считается установленным, что гравиразведка может и должна успешно работать при поисках хромитовых залежей (Справочник геофизика, 1990). Предполагается, что по результатам детальной гравиметрии должны картироваться как отдельные рудные зоны так и изолированные тела хромитовых руд. В качестве примера успешного и эффективного применения гравиразведки обычно приводят примеры работ на уникальных по запасам месторождениях хромитов Кемперсайского массива (Южный Урал Казахстан). Однако месторождения и поисковые объекты с хромитовой минерализацией российской части Уральского пояса в его Полярно- и Приполярноуральском сегментах (ультрамафитовые массивы Сыум-Кеу, Рай-Из, Войкаро-Сыньинский, Олыся-Мусюр) имеют ряд особенностей, осложняющих применение гравиразведки как прямого метода поисков хромитового оруденения. Решающим негативным фактором для гравиразведки и других геофизических методов является несопоставимо меньшие параметры рудных зон и в особенности рудных тел. Так, если для месторождений Южно-Кемперсайской группы характерны мощности от десятков до 560 м при сложной штокообразной форме с различными углами падения от  $10^{\circ}$  до  $90^{\circ}$ , то для разведанных месторождений массива Рай-Из средние мощности рудных тел составляют 4,1-4,8 и 1,0-1,5 м соответственно, преимущественно линзовидной и пластообразной форм. Эти параметры негативно сказываются на ожидаемые аномальные эффекты в гравитационных полях, а, следовательно, снижают эффективность гравиразведки в общем комплексе поисковых работ на хромиты. Другой группой факторов, осложняющей применение гравиразведки в комплексе поисковых работ на хромиты, являются труднодоступность районов Полярного Урала, сложный рельеф.

Анализ предшествующих поисковых работ на месторождении Центральное с применением комплекса гравиразведки и магниторазведки позволил оценить результативность

геофизических работ следующим образом. Целенаправленные поисковые работы на хромиты в пределах массива Рай-Из начаты в 1968 году Полярно-Уральской геологоразведочной экспедицией (ПУГРЭ). С 1969 года для поисков хромитов регулярно стали применяться геофизические методы, и в первую очередь, гравиразведка. Для гравиметрических измерений использовались приборы ГАК-7Т, Дельта-2, ГНУ-К. За период с 1969 - 1976 годов были выполнены следующие гравиразведочные работы:

- гравиразведка масштаба 1:5 000, сеть 50×10 м, погрешность ±0.039 мГал (Каплин О.А., Исаев В.А., 1969 г.). Выявлен ряд аномалий интенсивностью 0.3-0.5 мГал;

- гравиразведка масштаба 1:5 000, сеть 100×10 м, погрешность ±0.041 мГал (Латыпов А.А., Каплин О.А., 1973 г.). Выделено 27 аномалий, перспективных на обнаружение хромитов;

- гравиразведка масштаба 1:5 000, сеть 100×10 м, погрешность ±0.03 мГал (Песковский И.Д., Темников И.А., 1973 г.);

- гравиразведка масштаба 1:5 000, сеть 100×10 м, погрешность ±0.033 мГал (Темников И.А., Куделин В.Н., 1974 г.);

- гравиразведка масштаба 1:5 000, сеть 50×10 м, погрешность ±0.034 мГал. (Темников И.А., Куделин В.Н., 1976 г.).

Всего за период с 1969 по 1976 год были выявлены и переданы на проверку 114 локальных аномалий силы тяжести, из них было проверено 62 аномалии. Хромовая руда установлена в 30 аномалиях. То есть эффективность гравиразведки составила около 50%. Неоднозначность интерпретации гравиметрических данных, по-видимому, была обусловлена неполноценной обработкой геофизического материала, некорректной увязкой съемок на смежных участках. В результате большинство интенсивных (0.3-0.5 мГал) гравиметрических аномалий не нашло геологического объяснения. Одной из причин этого, вероятно, является недостаточный объем бурения по отношению к горным выработкам горных работ (безрудных канав в 5 раз больше, чем безрудных скважин). Но, особенно обращает на себя факт отсутствия аномалий силы тяжести над несколькими известными рудными объектами.

Исходя из вышеизложенного можно заключить, что гравиметрическая съемка масштаба 1:5000 поставленных задач по достоверному выявлению рудных тел хромитов однозначно не решила, в том числе, и по причине недостаточной точности определения аномалий силы тяжести, а также неверного подбора методов количественной интерпретации



#### **4.3. Физические свойства пород южной части массива Рай-Из северной части Войкаро-Сыньинского массива.**

Физические свойства пород и руд массива систематически изучаются, начиная с 1969 года (Каплин и Исаев, 1971). Заметный след в исследовании физических свойств оставили работы 1972 года (Песковский и др.1973). Специальные исследования плотности и магнитной восприимчивости проведены совместно с петрографическим изучением. Особенно подробно изучена магнитная восприимчивость пород массива и доказано, что она определяется не многочисленностью петрографических разностей пород, а их метаморфической переработкой. Доказано, что хромиты уверенно выделяются по плотности среди вмещающих пород.

В 1973-1975 гг. основное внимание было сосредоточено на изучении физических свойств пород южной и юго-западной части массива (Темников и др. 1974, 1976). В процессе этих работ продолжалось изучение магнитных характеристик, и также подробно исследованы физические свойства различных типов хромитовых руд. Дуниты и гарцбургиты практически не различаются по плотности, изменение которой в интервале до 0,7-0,9 г/см<sup>3</sup>, в основном, зависит от степени серпентинизации и воздействия взрывных дислокаций. В полностью замещенных продуктами ранней серпентинизации гипербазитах плотность минимальная 2,5 г/см<sup>3</sup>, в свежих дунитах и гарцбургитах плотность максимальная 3,3 г/см<sup>3</sup>. Минимальные плотности гипербазитов наблюдаются в коре выветривания с мощностью 5-50 м и в тектонических нарушениях с образованием зон дробления, рассланцевания, милонитизации и других динамических разрушений пород и слагающих их минералов. Именно вдоль зон тектонических нарушений наиболее интенсивно проявляется серпентинизация регионального и локального типа. В отличие от локальной серпентинизации, характерной для зон разломов, региональный тип охватывает гипербазиты массива относительно равномерно. Предельные глубины развития серпентинизации для массива не установлены из-за отсутствия данных глубокого бурения. Другие процессы метаморфизма (амфиболизация, оталькование, хлоритизация и др.), имеющие ограниченное развитие по сравнению с серпентинизацией, оказывают меньшее влияние на вариации плотности гипербазитов. Вероятно, наложенный прогрессивный метаморфизм большей частью увеличивает плотность серпентинизированных гипербазитов.

Увеличение пористости, заключенной в диапазоне 3-10% приводит к уменьшению плотности гипербазитов 0,1-0,25 г/см<sup>3</sup>. Если изменение плотности вмещающих пород, в основном, зависит от наложенных процессов, то плотность хромовых руд прежде всего зависит от густоты вкрапленности хромшпинелидов. С увеличением содержания хромшпинелидов на 10% плотность руды увеличивается на 0,10-0,16 г/см<sup>3</sup>. Плотность хромовых руд, подразделяемых на 5 типов, колеблется от 3,01 г/см<sup>3</sup> до 4,35 г/см<sup>3</sup>. Распределение плотности

показано на гистограмме (рис.20), где выделено семь плотностных групп, соответствующих основным типам руд и гипербазитам с повышенной вкрапленностью хромитов.

Характерно, что вероятностные значения плотности руд на гистограмме не совпадают со средними значениями плотности основных типов хромовых руд. Наиболее близкие к рудам по плотности неизменные гипербазиты ( $3,2-3,3 \text{ г/см}^3$ ) преимущественно залегают на глубинах 300-400 м, превышающих наиболее вероятный интервал (до 200 м) обнаружения хромитов.

Таким образом, применение гравиметрической съемки, как прямого поискового метода на хромиты, определяется их высокой плотностью, которая в среднем (для всех типов руд) составляет  $3,54 \text{ г/см}^3$ .

Магнитная восприимчивость пород ( $\alpha$ ) изменяется в диапазоне  $0-9350 \times 10^{-6}$  СГС. Максимальные значения  $\alpha$  до  $5000-6000 \times 10^{-6}$  СГС наблюдаются в зонах тектонических нарушений, наиболее благоприятных для серпентинизации пород.

Однако, несмотря на широкий диапазон вариаций магнитных свойств, наблюдается следующая закономерность:

1. Дуниты и гарцбургиты, в основном, не магнитны или слабо магнитны;
2. Хромовые руды также, как дуниты и гарцбургиты, слабо магнитны. Их  $\alpha$  равна, в основном,  $200-500 \times 10^{-6}$  СГС.

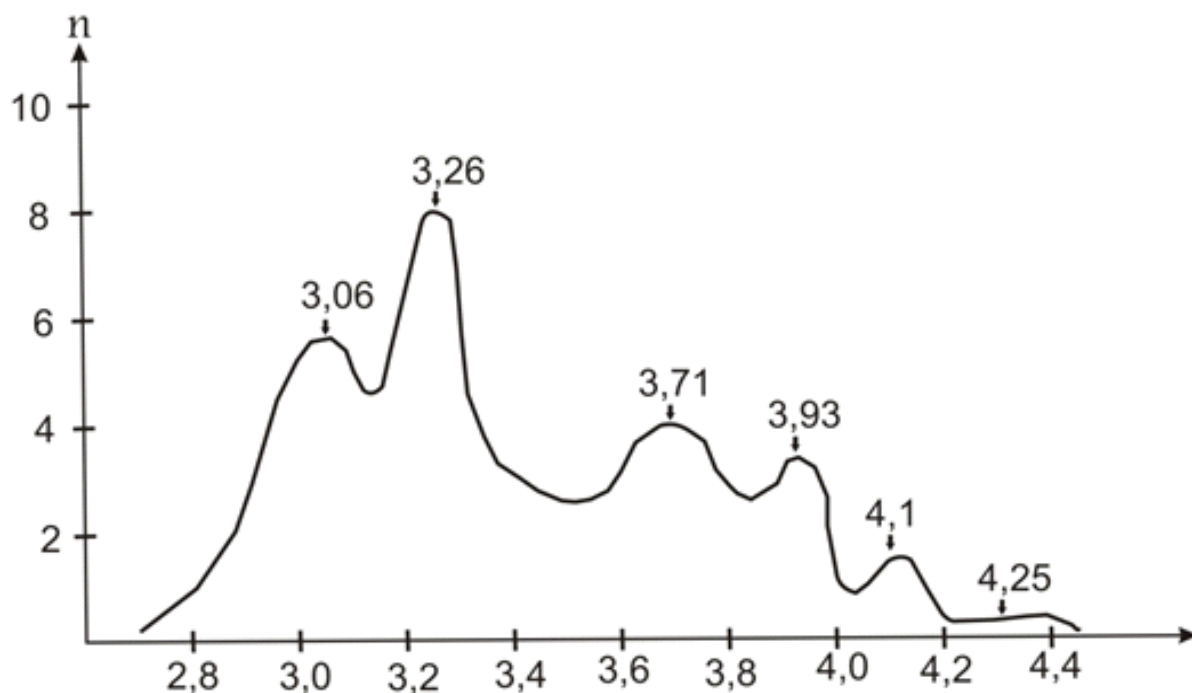


Рис.20. Вариационная кривая плотности хромитовых руд (валовый сбор)  
(по Перевозчикову Б.В., 1978 по Перевозчикову Б.В., 1978)

Среди дунит-гарцбургитовых разностей выделяются «особые» дуниты и гарцбургиты с максимальными значениями  $\chi$  до  $5000 \times 10^{-6}$  СГС. Это хроммагнетитовые дуниты, у которых  $\chi$  в среднем равна около  $1000 \times 10^{-6}$  СГС.

«Особые» гарцбургиты – это гарцбургиты с высоким содержанием хроммагнетита. Содержание магнетита наблюдается от 5 до 15-20%. Магнетит приурочен, в основном, к гарцбургитам, которые в магнитных полях выделяются в виде узких полос северо-восточного простирания с интенсивностью до 1000 и более гамм (участок Геофизический).

Максимальное значение  $\chi$  наблюдается у серпентинитов, габбро и габбро-диабазов. Магнитное поле  $\Delta Z$  над серпентинитами положительное с интенсивностью до 3000 гамм. Положительное поле  $\Delta Z$  с интенсивностью до 2000 гамм и более в районе Полойшорского разлома обусловлено диабазами с  $\chi$  до  $3000 \times 10^{-6}$  СГС.

Почти все породы массива Рай-Из также как и породы Войкаро-Синьинского массива подвержены вторичным изменениям, в результате чего породы одной петрографической серии могут иметь различный уровень намагниченности и плотности. Гипербазитовый массив Рай-Из в основном слагают две разновидности ультраосновных пород: гарцбургиты и дуниты, которые между собой находятся в сложнейших соотношениях. Физические свойства пород массива определяются преобразованием гипербазитов на ранней стадии развития и последующими метаморфическими изменениями.

**Гарцбургиты.** Все разновидности гарцбургитов в той или иной степени серпентинизированы. Неизмененные разности на поверхности встречаются редко и имеют плотность  $3,2—3,26$  г/см<sup>3</sup>, практически немагнитны (магнитная восприимчивость менее  $100-10 \times 10^{-6}$  СГС). Основная масса гарцбургитов, отобранных с поверхности или из неглубоких скважин, имеет среднюю величину плотности  $2,88 \pm 0,11$  г/см<sup>3</sup> (Табл.1.1). Магнитная восприимчивость этих пород не превышает  $200-10 \times 10^{-6}$  СГС. Серпентинизированные разности гарцбургитов имеют среднюю плотность  $2,70 \pm 0,13$  г/см<sup>3</sup>; магнитная восприимчивость их около  $1000 \times 10^{-6}$  СГС.

В отдельную группу выделяются гарцбургиты с хроммагнетитом, содержание которого меняется от 1—2 до 9—10 %, магнитная восприимчивость — от 500 до  $5000 \times 10^{-6}$  СГС и более; средняя плотность  $3,0$  г/см<sup>3</sup>.

**Дуниты.** Мономинеральная оливиновая порода, содержащая от 0,5 до 2 % хромшпинелидов. Неизмененные дуниты на поверхности массива встречаются очень редко. Плотность их около  $3,2$  г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость не более  $100 \times 10^{-6}$  СГС. Однако среди этих дунитов выделяется особая группа пород с хроммагнетитом (от 1 до 3%), обладающих повышенной магнитной восприимчивостью от 400 до  $1400 \times 10^{-6}$  СГС.

Таблица 1.

Петрофизическая характеристика разреза южной части массива Рай-Из и аналогичных пород в северной части Войкаро-Сыньинского массива.

№ п/п.	Породы	Возраст	Колич. определений	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Породы, составляющие массив				
1	Гарцбургиты нерасчлененные	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	1100	2,88±0,14
2	Дуниты нерасчлененные	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	2048	2,89 ± 0,13
3	Войкариты	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	36	2,94±0,05
4	Серпентиниты	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	158	2,58 ± 0,03
5	Пироксениты (южный контакт)	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	46	3,15 ± 0,03
6	Пироксениты	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	23	2,89 ± 0,13
Вмещающие породы				
7	Габбро	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	96	2,87 ± 0,12
8	Амфиболиты	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	97	2,88 ± 0,08
9	Порфириты, порфиритоиды и их туфы	S — D <sub>1</sub>	98	2,88 ± 0,03
10	Диориты	D <sub>2-3</sub>	39	2,78 ± 0,05
11	Кварциты, гнейсы метаморфические, сланцы няровейской свиты	PR <sub>3nr</sub>	312	2,68 ± 0,13
12	Песчаники, сланцы, известняки яйюской свиты	C <sub>1-2</sub>	40	2,69 ± 0,08
13	Сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава ханмейхойской свиты	PR <sub>3hn</sub>	28	2,71 ± 0,07
14	Гнейсы ханмейхойской свиты	PR <sub>3hn</sub>	41	2,62±0,05
15	Гранатовые сланцы ханмейхойской свиты	PR <sub>3hn</sub>	18	2,90 ± 0,03
16	Альбит-амфиболовые сланцы ханмейхойской свиты	PR <sub>3hn</sub>	13	2,73 ± 0,03
17	Амфиболиты ханмейхойской свиты	PR <sub>3hn</sub>	18	2,95 ± 0,07

Средняя плотность образцов дунитов, отобранных на поверхности или из керна неглубоких скважин, 2,89±0,13 г/см<sup>3</sup>, а магнитная восприимчивость не более 200 × 10<sup>-6</sup> СГС.

Серпентинизированные дуниты имеют среднюю плотность 2,7±0,11 г/см<sup>3</sup>, а магнитную восприимчивость — от 0 до 2500 × 10<sup>-6</sup> СГС. Подобные колебания магнитной восприимчивости связаны с неравномерным выделением магнетита при серпентинизации. Удельное электрическое сопротивление серпентинизированных дунитов меняется от 8 до 16 тыс. Ом-м, а скорость упругих волн — от 4,1 до 5,0 км/с.

**Пироксениты.** В пределах массива развиты незначительно. Сравнительно большое поле пироксенитов выделяется в южной части массива в междуречье Макаро-Ружь — Енга-Ю.

Таким образом, средняя плотность всех ультраосновных пород очень близка, как у малоизмененных разностей, так и у метаморфизованных. При изучении гравитационного и магнитного полей в пределах массива обращают на себя внимание узкие и длинные зоны, где поле тяготения сравнительно понижено, а магнитное — повышено. Эти аномалии фиксируют пояса зонального метаморфизма, в которых развиты амфиболиты, вторичные гарцбургиты, серпентиниты. Собственно серпентиниты на массиве встречаются редко. Кроме отмеченных поясов, ими сложены отдельные краевые части массива и небольшие блоки. Средняя плотность серпентинитов  $2,58 \pm 0,03$  г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость — от  $200 \times 10^{-6}$  СГС до  $4000 \times 10^{-6}$  СГС.

Совместное рассмотрение магнитной восприимчивости и плотности пород в некоторых случаях позволяет давать заключение о характере метаморфизма. Опыт изучения этих параметров для пород других массивов Урала показывает, что относительно малоплотные и сильномагнитные серпентиниты развиваются в зонах, проницаемых для растворов, где было повышенное парциальное давление кислорода. Слабомагнитные серпентиниты развиты в пределах участков, где протекали лишь автометаморфические процессы.

Подобное характерно и для массива Рай-Из, но следует помнить, что в зонах прогрессивного метаморфизма плотность пород может увеличиваться, а магнитная восприимчивость снижаться. Типичные породы этого типа — войкариты (средняя плотность  $2,94 \pm 0,05$  г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость — до  $1000 \times 10^{-6}$  СГС). Если метаморфические изменения зашли далеко, то магнитная восприимчивость этих пород может уменьшиться до  $100 \times 10^{-6}$  СГС.

**Хромиты.** Как уже было сказано выше, результаты измерений показывают, что руды по плотности заметно отличаются от вмещающих гипербазитов. (рис.20).

Магнитная восприимчивость хромовых руд непостоянна, но редко превышает  $400 \times 10^{-6}$  СГС, в среднем  $100 \times 10^{-6}$  СГС. Хромовые руды и околорудные дуниты отличаются от вмещающих пород высокой остаточной намагниченностью. Минералогические анализы хромитов, выполненные на кафедре минералогии Московского государственного университета, показали, что носителем остаточной намагниченности являются редкие мелкие зерна магнетита, диаметр которых от 10 до 100 мкм.

Таким образом, на основании полученного анализа физических свойств пород Рай-Иза, можно сделать следующие выводы:

**1) применение гравимагнитных методов исследований для расчленения гипербазитов Рай-Иза и аналогичных пород Войкаро-Сыньинского массива является наиболее правильным;**



2) поиски хромитов с помощью гравиразведки основано на различии плотности хромитов и вмещающих дунит-гарцбургитовых пород;

3) магниторазведка для поисков хромитов в комплексе с гравиразведкой также необходима (хромиты в магнитных полях, как правило, выделяются минимальными значениями  $\Delta T$ ).

Ещё один важный вопрос, который возникает при анализе физических свойств пород – выбор плотности промежуточного слоя при построении карты силы тяжести в редукции Буге. До сих пор на этот вопрос нет однозначного ответа. По результатам работ предшественников, плотность промежуточного слоя выбиралась 2,85 г/см<sup>3</sup>, 2,88 г/см<sup>3</sup> или 2,93 г/см<sup>3</sup>. Поскольку величина плотности должна быть наиболее близкой к средней плотности горных пород, слагающих верхнюю часть исследуемой площади (Табл.1), то в качестве плотности промежуточного слоя было выбрано значение 2,88 г/см<sup>3</sup>.

#### **4.4. Результаты опытно-методических работ на месторождении Западное**

Для подтверждения выводов, которые были получены при анализе ретроспективных материалов в 2011 году специалистами ФГУП «ИМГРЭ» и ФГУП «ВСЕГЕИ» проведены полевые опытно-методические исследования с целью отработки элементов технологии поисков хромитовых залежей методом высокоточной гравиметрии на юго-западном блоке месторождения Западное, поскольку проведение работ на отрабатываемом карьерным способом месторождения Центральное по очевидным причинам невозможно. Гравиметрические наблюдения были выполнены по четырем профилям с шагом 10, 5, 2 и 1 м. К сожалению по профилям не была выполнена магниторазведка.

Разведанные запасы месторождения Западное составляет 2.5 млн.т и это месторождение в настоящее время рассматривается в качестве бедующей сырьевой базы для рудника Центральный.

Месторождение Западное расположено в 5 км к юго-западу от месторождения Центральное в зоне развития гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов с содержанием дунитов 10—30 % в полосе воздействия прогрессивного метаморфизма второго этапа (Пучков, 1990). Месторождение состоит из серии уплощенных линз и пластообразных тел северо-восточного простирания, круто падающих на северо-запад, участками имеющих субвертикальное и юго-восточное падение. Общая протяженность рудной зоны 780 м, мощность — до 40—60 м. Для рудных тел месторождения Западное доказано северо-восточное склонение под углом 20—30°.

Субширотным тектоническим нарушением месторождение разбито на два смещенных относительно друг друга блока. Амплитуда смещения около 180 м. Северо-западный блок залегает в уплощенном теле дунитов мощностью до 100 м, окруженном ассоциацией гарцбургитов со шлирово-полосчатыми выделениями дунитов (свыше 30 %). Рудные тела юго-восточного блока окружены дунитовой оторочкой мощностью от долей метра до 7—10 м, отделяющей их от гарцбургитов со шлирвополосчатыми выделениями дунитов.

В северо-западном блоке месторождения установлено четыре рудных тела протяженностью 80—300 м и средней мощностью от 0,6 до 3,2 м. В строении юго-восточного блока участвуют шесть рудных тел, образующих две подзоны: северо-западную и юго-восточную. Рудные тела северо-западной подзоны имеют пластообразную форму длиной 450—470 м при средней мощности 0,6—1,6 м. Для юго-восточной подзоны характерны тела линзовидной формы протяженностью 80—115 м средней мощностью от 0,9 до 3,7 м. Контакты рудных тел резкие, часто тектонически подорванные. Руды средне-густовкрапленные, до сплошных, содержание окиси хрома в руде от 22 до 52 %, в среднем 43 %.

На рисунке 16 представлен результат детальных гравиметрических работ на месторождении Западное в виде карты графиков локальной составляющей поля силы тяжести.

Как видно из этого рисунка рудная зона Западного месторождения уверенно выделяется положительной аномалией  $\Delta g_{\text{лок}}$  интенсивностью около 0.2 мГал. Отметим, что интенсивность положительной аномалии над рудным телом Западного месторождения соответствует интенсивности аномалии над рудным телом Верхнепогурейского рудопроявления. При этом плотность хромитов на Западном месторождении ( $4.0 \text{ г/см}^3$ ) несколько выше плотности хромитов на Верхнепогурейском месторождении ( $3.6 \text{ г/см}^3$ ).

В целом Верхнепогурейское рудопоявление по своим структурно-геологическим и геофизическим характеристикам больше похоже на Западное месторождение, чем на Центральное.

Можно ожидать, что на Верхнепогурейском рудопоявлении также как на Западном месторождении преобладают пластообразные относительно маломощные тела с крутым падением. Можно также предполагать, что рудная зона также выделяется протяженной положительной гравитационной аномалией.

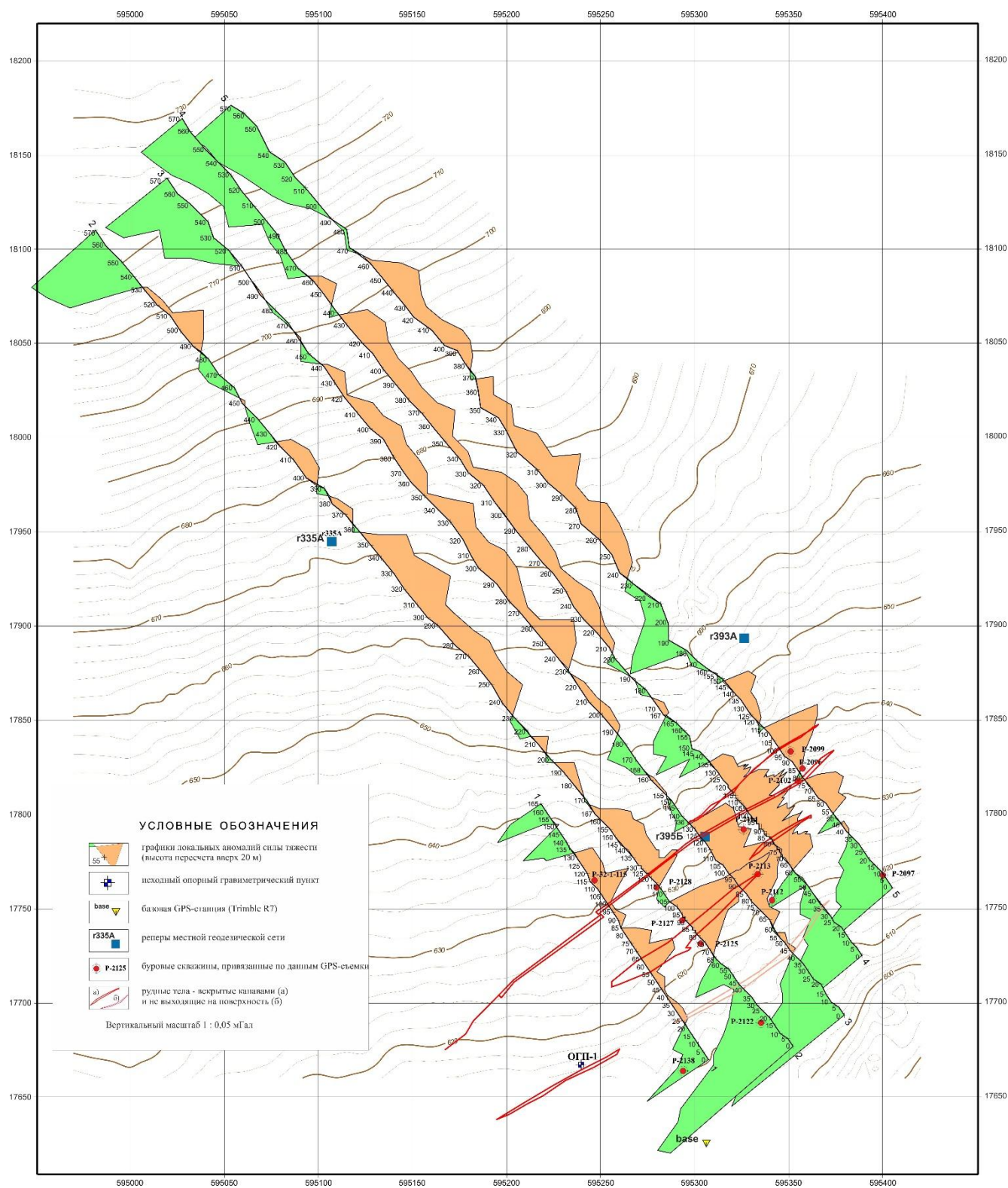


Рис.21. Карта графиков  $\Delta g_{\text{лок}}$  месторождение Западное (массив Рай-Из)

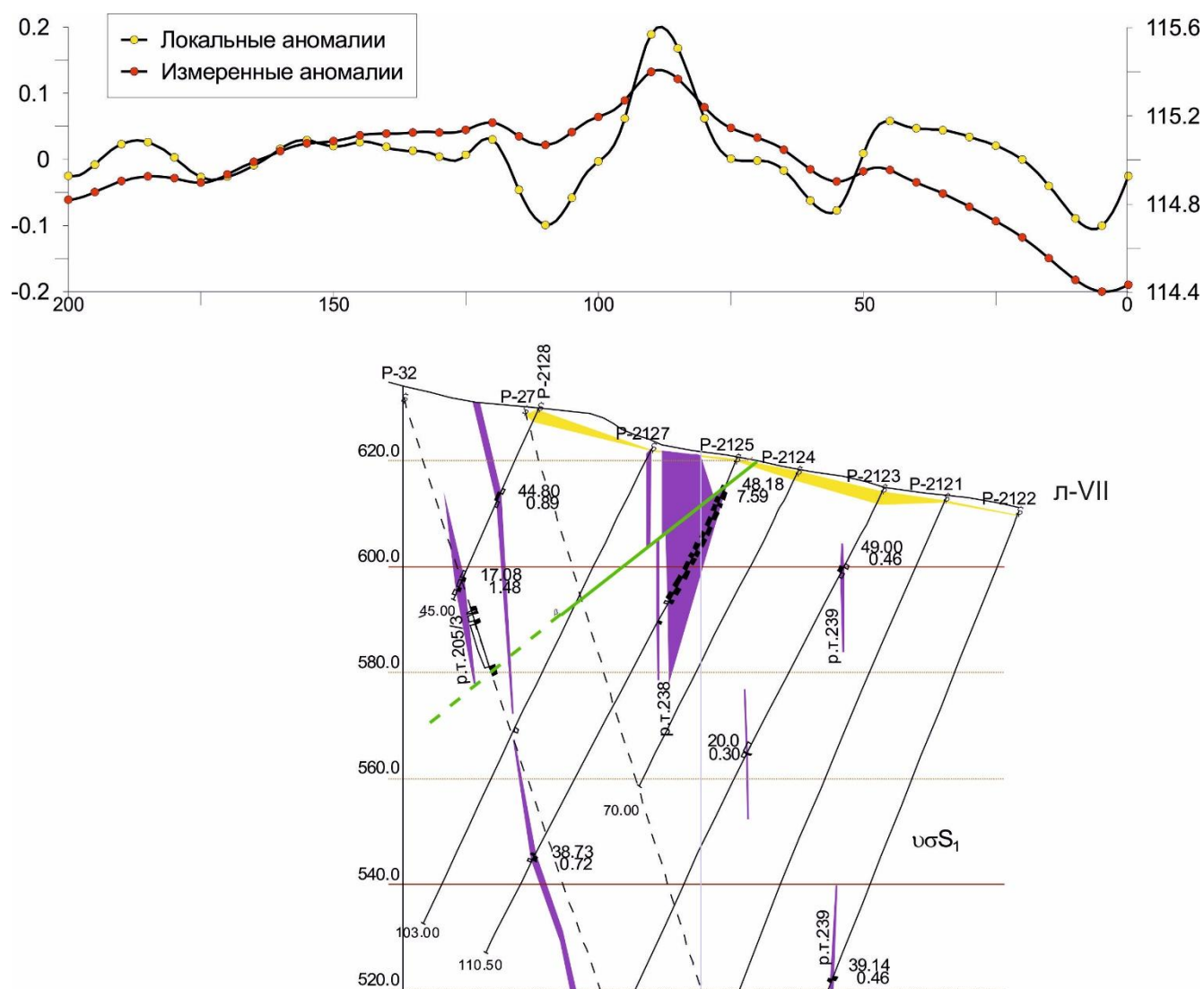


Рис. 22. Схематический геологический разрез по ПР2 месторождение Западное.

#### 4.5. Прогнозная модель Верхнепогурейского рудопроявления

В отличие от Западного месторождения Верхнепогурейский участок характеризуется крайне тяжелыми условиями проведения поисковых работ. В ландшафтном плане участок расположен в осевой части Карового массива на высотах 900-1050 м. С запада участок ограничен эскарпом высотой 200-400 м и углами склонов  $>45^\circ$ . В пределах площади участка повсеместно развиты крупноглыбовые свалы и курумы.

В геологическом плане Верхнепогурейский участок имеет более сложное строение. Прежде всего из-за того, что участок расположен в непосредственной близости к Главного Уральского надвига, который, в свою очередь, осложнен крупным сдвиговым нарушением северо-западного направления. Сдвиг ограничивает Погурейский блок Войкаро-Сыньинского массива с юго-запада. Многочисленные сколовые трещины, сопряженные со сдвигом, существенно осложняют внутреннюю структуру массива, особенно вблизи его западного и юго-западного краев. В пределах Верхнепогурейского участка в результате интерпретации детальной магниторазведки и дешифрирования космоснимков наблюдается повышенная пространственная плотность сколовых трещин северо-восточного направления, которые, пересекаясь с разрывными нарушениями меридионального и северо-западного направлений, образуют густую сеть разноориентированных разрывов преимущественно с вертикальным падением плоскостей сместителей.

Участок в основном сложен гарцбургитами и их серпентинизированными разностями, также существенную долю занимают апогарцбургитовые войкариты разной степени метаморфизма. Дунитовая составляющая в гарцбургитах представлена в виде равномерно распределенных обособлений размером до 1-1,5 м и серий параллельных или секущих друг друга прожилков мощностью до 0,4 м. В пределах участка выделено несколько относительно крупных гарцбургитовых тел с повышенным содержанием дунитовой составляющей ( $>30\%$ ) и несколько маломощных линейных тел чистых дунитов в виде тонкой оторочки вокруг хромитовых тел.

Выявленные, вероятно, линейные хромитовые тела в пределах Верхнепогурейского участка имеют мощность от 5 до 20 м и крайне невыдержанное простираие. Центральное рудное тело, вскрытое на поверхности канавами и подсеченное скважинами на глубине, прослеживается не более чем на 100 м. С большой вероятностью тела хромитов разорваны и растащены по многочисленным тектоническим нарушениям. Залегание рудных тел субвертикальное или с крутыми углами падения в северо-западном направлении (для подсеченных рудных тел).



Хромшпинелиды, слагающие рудные тела, относятся к высокоглиноземистому типу со средним содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  около 30 %. Текстура руд: густовкрапленная, участками переходящая в массивную и средневкрапленная.

Аномальное магнитное поле в пределах участка имеет крайне неоднородный характер, в целом положительное поле осложнено разнознаковыми высокоградиентными аномалиями интенсивностью до 10 000 нТл. Наиболее интенсивные аномалии отвечают участкам серпентинизации вдоль тектонических нарушений, которые сопровождаются выделениями корок магнетита вдоль плоскостей скольжения. Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) таких серпентинитов составляет от 100 до  $700 \times 10^{-3}$  ед Си.

В целом участок находится в зоне прогрессивного регионального метаморфизма. Апогарцбургитовые метаморфиты – войкариты имеют очаговое распределение и характеризуются высокой средней  $\chi$  (от 40 до  $90 \times 10^{-3}$  ед. Си). Парагенерации гарцбургитов и дунитов с умеренной серпентинизацией и умеренно затронутые войкаритизацией имеют более низкую  $\chi$  ( $10\text{-}20 \times 10^{-3}$  ед. Си).

Вскрытые тела хромитов имеют относительно низкую  $\chi$  ( $2\text{-}4 \times 10^{-3}$  ед. Си). Околорудные дуниты почти не отличаются по  $\chi$  от хромитов и имеют  $\chi$  ( $5\text{-}6 \times 10^{-3}$  ед. Си). Несмотря на значительный контраст по  $\chi$  между хромитоносными дунитовыми телами и вмещающими породами, выделение их по данным магниторазведки является сложной задачей. Поскольку часто отрицательные аномалии  $\Delta T_a$  являются сопряженными аномалиями к положительным аномалиям над зонами интенсивной серпентинизации. Более надежным признаком выходов относительно слабомагнитных дунитов и хромитов является более гладкий и спокойный характер магнитного поля. Наиболее четко такие участки выделяются при построении карт и графиков полного градиента. Над выходами хромитоносных дунитов наблюдается резкое понижение величины полного градиента. Однако, как показало математическое моделирование, даже незначительное погружение (на 10 м) небольших по размеру дунитовых и хромитовых тел на глубину приводит к нивелированию их аномального эффекта.

Высокая плотность разноориентированных тектонических нарушений и различная степень метаморфизма, как прогрессивного, так и регрессивного приводит к значительной дифференциации пород по плотности. Плотность хромитов, максимальная для Верхнепогурейского участка, составляет  $3.4\text{-}3.5 \text{ г/см}^3$ . Минимальная плотность  $2.6 - 2.64 \text{ г/см}^3$  характерна для тектонических зон для участков сгущения разрывов с высокой долей серпентинитов. Умеренно серпентинизированные дуниты имеют повышенную плотность  $2.92 \text{ г/см}^3$ , плотность гарцбургитов зависимости от степени серпентинизации и войкаритизации изменяется от  $2.75\text{-} до 2.85 \text{ г/см}^3$ , а войкариты, как правило, имеют устойчивую плотность около  $2.9 \text{ г/см}^3$ . Средняя плотность пород в пределах участка составляет  $2.85 \text{ г/см}^3$ .

Надо отметить, что, так как участок находится в краевой части массива, то поле силы тяжести имеет значительный положительный градиент в северо-восточном направлении. Это затрудняет выделение локальных аномалий  $\Delta g$ . Различные способы расчета региональной составляющей поля, а также небольшие размеры участков съемки (*краевые эффекты*), приводят к искажениям при расчете локальных аномалий. Это еще больше усиливает неоднозначность геологической интерпретации результатов гравиразведки.

По результатам проведения детальной гравиразведки на Верхнепогурейском участке была выявлена серия положительных аномалий, природа которых неоднозначна. Вскрытый канавами выход хромитов в центре участка уверенно выделяется локальной положительной аномалией около 0.17 мГал. Аномалия вполне соответствует параметрам вскрытых канавами и подсеченных на глубину хромитовых тел в дунитовой оторочке. Также над выходом хромитов отмечается отрицательная аномалия магнитного поля, которая частично является сопряженной к интенсивной положительной аномалии над серпентинизированным участком дробления пород на контакте с дунитами. Более отчетливо выход хромитов отмечается пониженными значениями полного градиента магнитного поля.

На южном фланге участка в результате гравиметрических работ была выявлена положительная аномалия интенсивностью 0.3 мГал. Аномалия имеет ширину около 100 м и протяжённость 200 м. К гравиметрической аномалии приурочена, вытянутая в том же направлении, зона пониженного полного градиента магнитного поля. По этим признакам можно ожидать, что гравиметрическая аномалия имеет рудную природу.

По результатам анализа геофизических данных была создана прогнозно-поисковую модель (рис.23). Модель представляет собой схематический геологический разрез по своим параметрам (геометрии тел геологических тел и их петрофизическим свойствам) близкий к реальному разрезу через центральную часть Верхнепогурейского участка. В соответствии с заданными параметрами были рассчитаны геофизические поля (магнитное поле ( $\Delta T$ )а и поле  $\Delta g_{\text{буге}}$ ) и их трансформации. Поле ( $\Delta T$ )а было рассчитано для трех уровней наблюдения над поверхностью рельефа, 2 м – уровень пешеходной съемки, 7 м и 15 м - уровни аэросъемки (БПЛА). На модели показано описанное выше сочетание геофизических признаков для рудных зон, выходящих на поверхность. А именно отрицательные аномалии магнитного поля со слабо дифференцированным полем или зоны пониженного полного градиента магнитного поля в сочетании с положительными локальными аномалиями  $\Delta g_{\text{лок}}$  интенсивностью до 0.2 мГал. На фоне положительных аномалий от околорудных дунитов маломощные рудные хромитовые тела отмечаются довольно широкими локальными аномалиями интенсивностью до 0.16 мГал. При этом на магнитное поле присутствие или отсутствие относительно слабомагнитных тел хромитов практически не влияет. На форму графиков магнитного поля влияет лишь мощность

слабомагнитных дунитов. Таким образом, основным признаком присутствия хромитовых тел является положительная локальная аномалий поля силы тяжести интенсивностью ( $>0.1$  мГал). Перспективность аномалии значительно повышается, если отдельные аномалии сгруппированы в линейную зону.

Магнитное поле играет роль вспомогательного структурно-картировочного экспресс-метода, позволяющего в благоприятных условиях (выход на поверхности рудной зоны, насыщенной слабомагнитными дунитами) провести разбраковку гравиметрических аномалий.

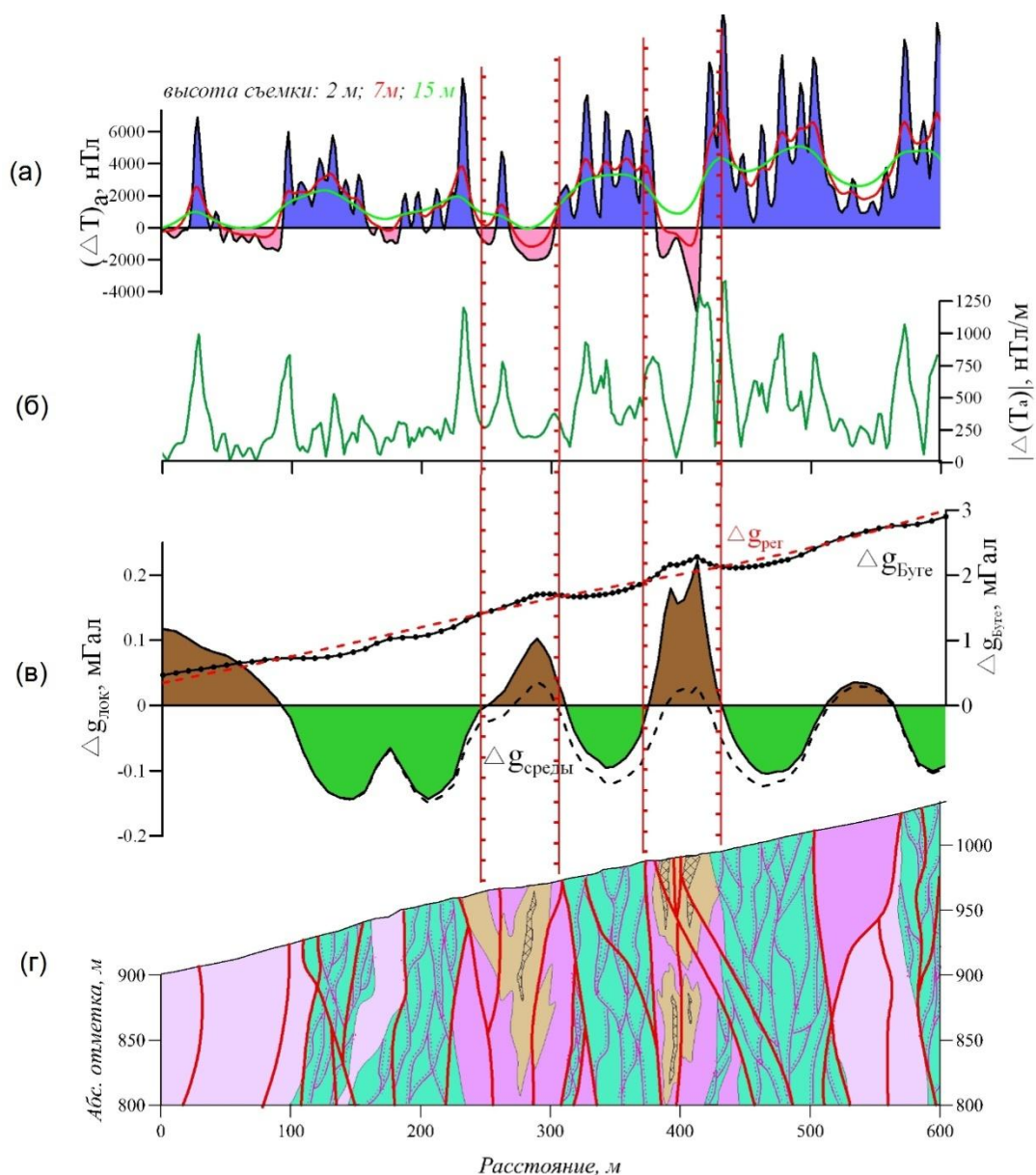


Рис. 23. Обобщенная прогнозно-поисковая модель Верхнепогурейского рудопроявления.

А – аномальное магнитное поле при разных высотах съемки; (б) – полный градиент аномального магнитного поля (высота 2 м); (в) – Поле силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.85 г/см<sup>3</sup> и локальная составляющая поля; (г) – схематический геологический разрез.

## **5. Методика моделирования геофизических полей и создание объемной модели**

Основная цель моделирования поля силы тяжести в пределах поисковых участков Верхнепогурейский и Вылью заключалась в локализации источников положительных локальных аномалий и оценки их перспективности на выявление хромитовых тел.

Моделирование выполнялось в два этапа. На первом этапе выполнялось формализованное решение трехмерной обратной задачи гравиразведки с помощью программы GRAV3D (Li, Oldenburg, 1998). В результате для каждого участка было получено объемное распределение плотности. При этом решение обратной задачи выполнялось без учета априорной геологической информации. Единственным ограничением на получаемые решения было ограничение интервала изменения плотности пород в пределах участка моделирования (от 2.55 до 3.6 г/см<sup>3</sup>). Для Верхнепогурейского участка также было выполнено формализованное решение обратной задачи магниторазведки в программе MAG3D, в результате была получена трёхмерная модель магнитной восприимчивости.

На втором этапе по отдельным гравиметрическим профилям было выполнено моделирование вероятных хромитовых тел с учетом априорной геологической информации (учет результатов бурения и проходки канав). Моделирование выполнялось в программе профильного моделирования «GM-SYS Profile modelling» из комплекта программного комплекта Oasis Montaj v.7.2. [www.geosoft.com]. При этом в качестве стартовой модели использовалось распределение плотности, полученное на предыдущем этапе моделирования. При профильном моделировании для учета трехмерности среды тела имели ограничение по простирацию. Выбор длины модельных тел осуществлялся исходя из представлений о геологическом строении участков и протяженности локальных аномалий  $\Delta g_{\text{лок}}$ . Таким образом и в профильном варианте моделирование выполнялось в рамках 3D среды. В обоих случаях учитывался реальный рельеф участка.

Мерой качества моделирования и в первом и во втором случае была невязка между наблюдаемыми значениями поля силы тяжести (локальная составляющая) и расчетными значениями. Ниже изложены основные методические особенности выполненного 3D моделирования.

### **Методические особенности трехмерного моделирования**

В программах GRAV3D и MAG3D модели плотности и магнитной восприимчивости строятся из прямоугольных блоков. Размер блоков выбирается исходя из среднего шага наблюдений. В нашем случае на обоих участках размер элементарных блоков составлял 5×5×2.5 м. Соответственно, блоки, находящиеся выше поверхности рельефа, удалялись из модели. Начиная с глубины 300 м вертикальный размер блоков уже составлял 5 м. Нижняя



граница модели, исходя из размера окна (200 м) при вычислении локальной составляющей поля силы тяжести, принята 450 м (2.5 размера окна осреднения). На глубинах более двух размеров окна осреднения, то есть  $>400$  м, изменение плотности блоков практически не оказывает влияния на локальную составляющую поля силы тяжести. Верхняя граница модели соответствует максимальной высоте рельефа в пределах участка 1100 м. Для участка Вилью нижняя граница модели располагалась на уровне 530 м, а верхняя граница модели на уровне 1155 м. Кроме того, для учета краевого эффекта сетка разбиения модели на блоки была шире участка съемки в среднем на 300 м.

В качестве наблюдаемых данных использовались значения локальной составляющей поля силы тяжести в реальных точках наблюдения. Однако так как моделирование осуществляется с учётом реального рельефа, а рельеф при этом аппроксимировался набором прямоугольных блоков, то для снижения неточности аппроксимации рельефа точки наблюдения были подняты на высоту 2 м. Учет изменения высоты точек наблюдения выполнялся с помощью процедуры аналитического продолжения поля вверх на 2 м. Это позволило снизить влияния «шероховатости» модельной поверхности, без существенной потери информации в наблюдаемых данных.

При построении модели магнитной восприимчивости для Верхнепогурейского участка использовались данные съемки 1:5000 и 1: 2000 масштабов. При этом аномальное магнитное поле было продолжено вверх на 10 м с целью подавления влияния интенсивных приповерхностных аномалий.

Так как обратные задачи гравиразведки и магниторазведки с математической точки зрения являются сильно некорректными, то получить адекватные модели плотности и магнитной восприимчивости возможно только при наложении определенных ограничений на возможные решения. В программах GRAV3D и MAG3D обратная задача решается с помощью метода регуляризации по А.Н. Тихонову (Тихонов, Арсенин, 1984). В качестве регуляризующих ограничений используется три правила:

1. Пространственное распределение плотности (или магнитной восприимчивости) имеет гладкий характер, то есть разница значений плотности в соседних блоках должна иметь минимально возможное значение. Это правило не всегда отвечает реальной геологической среде, где плотность зачастую изменяется скачкообразно. Тем не менее это позволяет получить решения, устойчивые к случайным ошибкам в наблюдениях  $\Delta g$  (или  $\Delta T_a$ );
2. Плотность изменяется в ограниченном диапазоне значений. Это правило, по сути, является формой учета априорной информации. Диапазон изменения плотности пород в пределах локального участка, как правило, более или менее известен. Так

в пределах Верхнепогурейского участка за нижний предел принято значение  $2.55 \text{ г/см}^3$ , которое отвечает серпентинитам тектонических зон, а за верхний предел  $3.6 \text{ г/см}^3$ , которое отвечает густовкрапленным хромитам. При подборе магнитной восприимчивости допускается, что все ее значения положительны. Тогда подбор можно выполнять в логарифмическом масштабе, что позволяет существенно сузить круг получаемых решений;

3. При итерационной процедуре подбора вводятся весовые коэффициенты в матрицу чувствительности, которые понижают чувствительность к изменению плотности и магнитной восприимчивости в приповерхностных блоках и повышают чувствительность для блоков на глубине. Это позволяет «отжать» плотностные аномалии от поверхности и более точно оценить положение центров масс.

## 6. Результаты трехмерного моделирования и оценка ресурсов

На рисунке 24 представлена объемная плотностная модель в пределах Верхнепогурейского участка. Как видно из этих рисунков, блоки повышенной плотности локализуются в южной части участка. Наиболее крупный блок расположен вблизи южной границы участка. Средняя плотность блоков составляет  $2.95 \text{ г/см}^3$ . Нижняя кромка блоков «размыта» и не контрастна. «Размытие» плотностных аномалий начинается с глубин около 150-200м, что обусловлено размером окна осреднения при расчете локальной составляющей поля силы тяжести.

Выход на поверхность известных тел хромитов, вскрытых канавами и скважинами (аномалия 1), закономерно отмечается аномалией высокой плотности.

Распределение плотности в приповерхностном слое (рис.25) имеет сложный и мозаичный характер. В результате анализа структуры магнитного поля удалось выделить сетку разрывных нарушений, по которым, по видимому, происходило смещение и растаскивание рудных тел. Наиболее протяженные разрывы с интенсивной серпентизацией выделяются на карте эффективной плотности в виде протяженных аномалий пониженной плотности ( $2.55\text{-}2.67 \text{ г/см}^3$ ), а места пресечения разнонаправленных разломов крупными изометричными аномалиями пониженной плотности.

По отдельным профилям (пр.1,9,11,14, 25) были построены плотностные разрезы, представленные в графических приложениях №17-21. Плотностные разрезы представлены в двух вариантах: 1-й вариант – это срез плотности в плоскости разреза по 3D плотностной модели, полученной путем решения формализованной обратной задачи, 2-й вариант – результат ручного подбора модели методом полигонального моделирования с учетом априорной геологической информации.

При профильном моделировании по профилям 14, 11, 9, которые совпадают с линиями буровых профилей, разрезы строились с учетом данных бурения и горных работ.

Рудные тела в средней части профиля 14 (Граф.17 пк.380-420 м), вскрытые канавами и мелкими скважинами, имеют пластообразную форму с крутым (от 80 до 90 град) падением на запад.

Западное рудное тело на поверхности имеет мощность 7 м, подсечено скважиной С-15 в интервале глубин 9-33 м и скважиной С-25 в интервале 133-136 м. Соответственно, тело с глубиной выклинивается. Гравитационный эффект тела определяется только его верхней наиболее мощной частью, поэтому нижнюю кромку тела по данным гравirazведки определить невозможно. Восточное тело вскрыто мелкой скважиной С-13 и на поверхности канавой. Поисковая скважина С-15 рудное тело не подсекла. Моделирование тел с плотностью  $3.30 \text{ г/см}^3$

показало, что рудное тело имеет незначительную общую массу и ограничено по глубине, и, вероятно, срезано по наклонному тектоническому нарушению. По данным гравиметрических наблюдений по соседним профилям тела хромитов ограничены по простиранию (около 120 м).

В плоскости профиля 11 (рис.25) на разрезе представлен край восточного тела, которое было подсечено также на глубине скважинами С-16 и С-25. Надо отметить, что при ограниченном простирании этих тел изменение геометрии тела на глубине >150 м практически не оказывает влияния на поле  $\Delta g_{\text{лок}}$ .

Суммарная площадь сечения этих рудных тел в плоскости разреза по данным математического моделирования составляет  $520+380=900 \text{ м}^2$ . При принятом простирании рудных тел 120 м и средней плотности  $3.4 \text{ т/м}^3$  общая рудная масса составляет 356 тыс.т.. При содержании 30%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в рудах общие ресурсы хрома в этих двух телах составляют **107 тыс.т.**

Также на профиле 14 были выделены две аномалии, предположительно имеющие рудную природу. Так, в районе пикета 290 м, в приконтактной части блока повышенной плотности, по данным моделирования можно предположить тело хромитов мощностью около 5 м, но с относительно пониженной для хромитов Верхнепогурейского участка плотностью  $3.3 \text{ г/см}^3$ . В районе этого тела на поверхности выявлены высыпки обломков хромитов. Кроме того, косвенным подтверждением наличия здесь хромитового тела является то, что в интервале пикетов 200-300 м форма графиков  $(\Delta T)_a$  и величина полного градиента магнитного поля сходны с рудным интервалом 370 – 430 м. Еще одно небольшое тело предполагается на пикете 170 м, которое на графиках  $\Delta g_{\text{лок}}$  отмечается аномалией по двум точкам интенсивностью до 0.1 мГал. Однако эта аномалия не прослеживается на соседних профилях. Поэтому если тело действительно есть, то вряд ли оно представляет промышленный интерес.

Наибольший поисковый интерес представляет результат моделирования по профилю 1 (Граф.17). Профиль 1 пересекает наиболее интенсивную аномалию  $\Delta g_{\text{лок}}$  (0.35 мГал), при ширине аномалии около 100 м. Аномалия гладкая, осложненная незначительными флуктуациями. По данным формализованного моделирования аномалия может быть выбрана приповерхностным тяжелом блоком с плотностью  $3.1-3.3 \text{ г/см}^3$ . Однако такая высокая плотность не характерна для изменённых гарцбургитов и дунитов (Ладнер, 2006). Поэтому мы предположили, данная аномалия является результатом суперпозиции слепых субвертикальных хромитовых тел со средней плотностью  $3.4-3.5 \text{ г/см}^3$ . Тела находятся внутри блока гарцбургитов, насыщенных дунитами со средней плотностью  $2.95 \text{ г/см}^3$ . Мощность тел варьирует от 2 до 15 м. Верхние крошки тел находятся на глубинах от 10 до 35 м. Вероятно, именно поэтому на поверхности над телами не выявлены развалы хромитов. Кроме того, положительной гравитационной аномалии соответствует область пониженного полного градиента магнитного поля, что указывает на относительно пониженную намагничённость пород на этом участке. Протяжённость

выявленной аномалии (№3 см.3.11) составляет около 190 м. Если учесть, что аномалия не оконтурена с юга, то при оценке ресурсов можно принять среднее простирание рудных тел 200 м. Таким образом при общей площади предполагаемых рудных тел около 9880 м<sup>2</sup> (до глубины 300 м) и плотности 3.4 г/см<sup>3</sup> общая рудная масса составляет **6855 тыс.т.** Заверку выявленной аномалии следует провести бурением двух наклонных скважин с восточной и западной сторон. Встречное направление бурения гарантирует пересечение рудных тел при любом направлении падения.



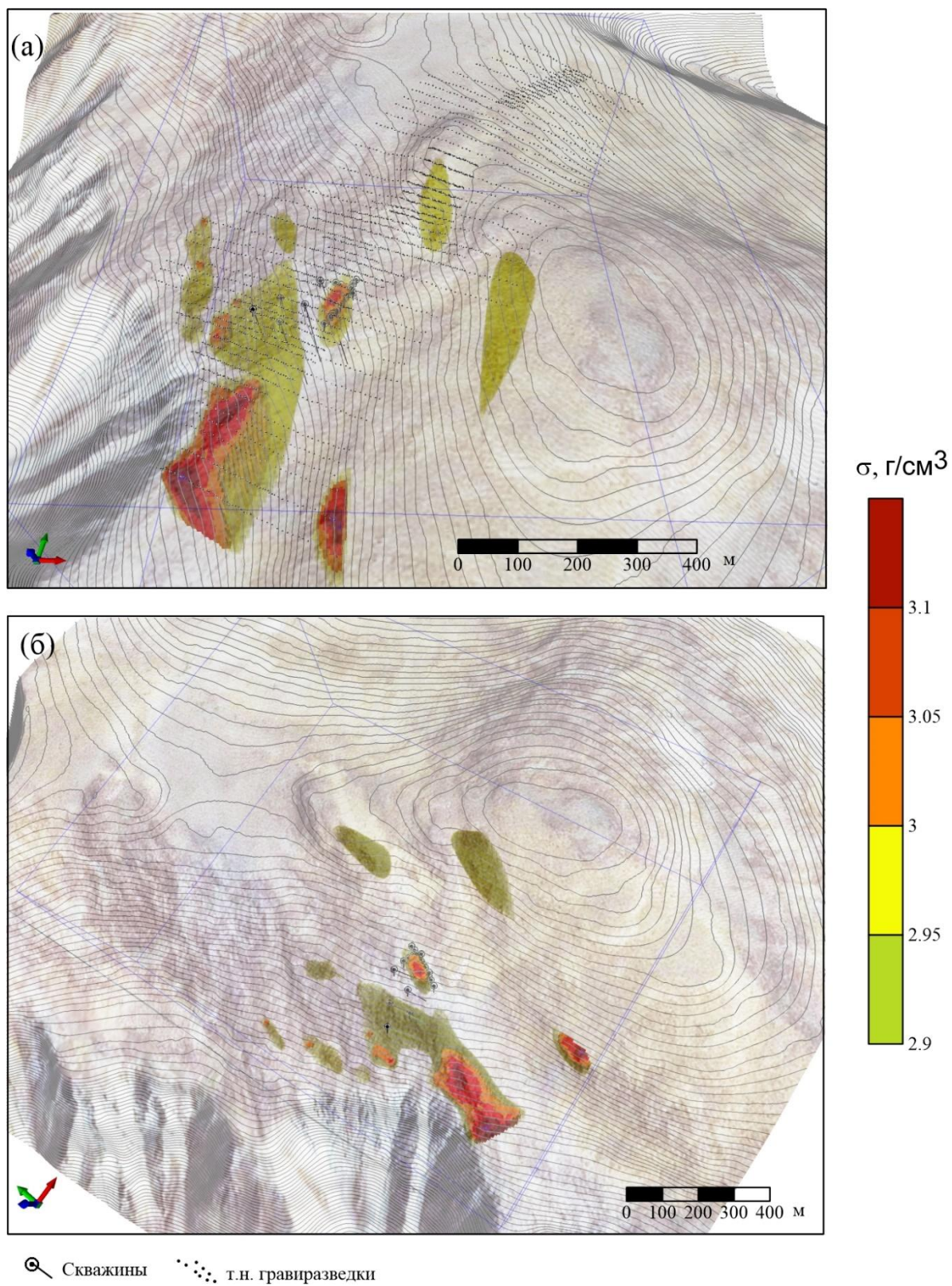


Рис. 24. Плотностные аномалии ( $>2.9 \text{ г/см}^3$ ) в пределах Верхнепогурейского участка.

(а) – вид с юга; (б) – вид с юго-запада.



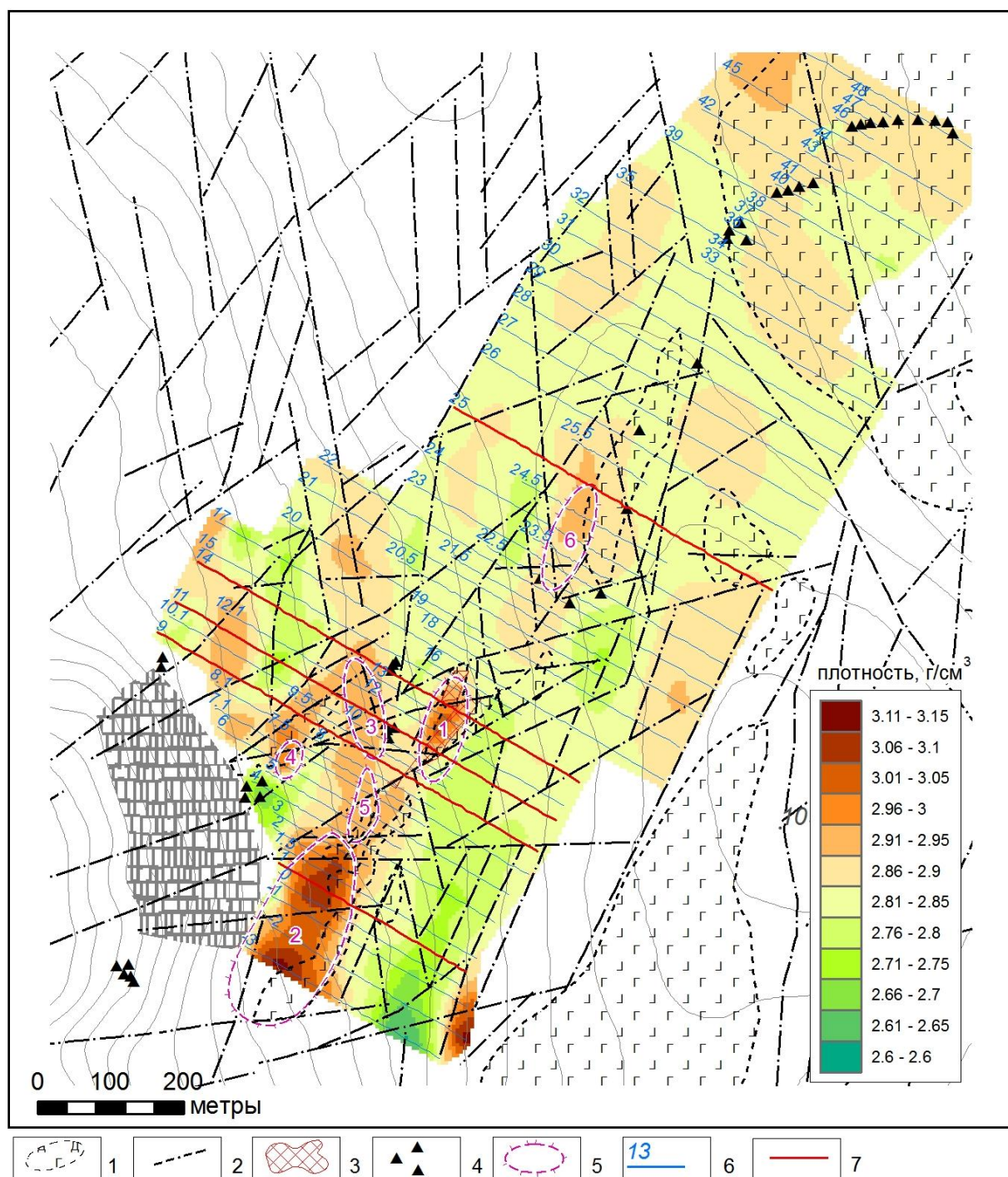


Рис. 25. Распределение плотности в пределах Верхнепогурейского участка на глубине 20 м от поверхности рельефа.

1 – Участки ослабленного магнитного поля, соответствующие слабоизменённым гарцбургитам и дунитам (>10 %); 2- Тектонические нарушения, выделенные по особенностям геофизических полей; 3- Выходы рудных тел хромитов по данным горно-буровых работ; 4 –Развалы и высыпки хромитов; 5- Аномалии предположительно рудной природы и их номера; 6– Линии профилей гравirazведки (2016 г.); 7 – Линии плотностных разрезов.

В результате расчета 3D модели магнитной восприимчивости были построены петромагнитные разрезы для разрезов плотностного моделирования, а также было проведено совместное районирование срезов плотности и магнитной восприимчивости для трех глубин 20 м, 50 м и 100 м. Целью районирования была разбраковка плотностных аномалий и выделение участков пониженной магнитной восприимчивости, которые с большой вероятностью отвечают телам дунитов и хромитов. Для районирования мы использовали простой и достаточно эффективный прием эвристической классификации, основанный на совместном разделении двух геофизических параметров в пространстве корреляционной диаграммы. По сути, это хорошо известный прием наложения одного поля на другое поле (метод кальки), так, как это делалось в докомпьютерную эпоху.

Для формализации этого подхода геофизические признаки представляются в едином безразмерном пространстве. Для каждого признака (поля, петрофизического свойства) строится кумулятивная кривая накопленных частот и делается перевод исходных размерных значений полей в значения накопленной частоты (квантили), выраженной в процентах. При таком преобразовании, задавая значения в квантилях, очень легко выделять области фоновых, повышенных или пониженных, аномальных значений и, таким образом, выполнять районирование территории, выделяя области, сходные по геофизическим признакам с эталонными объектами. Причем интервалы значений, соответствующие этим областям, выражаются в одинаковых единицах и встречаются на исследуемой территории с одинаковой частотой.

Квантильные значения изменяются от 0 до 100, таким образом, значение 50 соответствует медианному значению. Соответственно, отклонения от 50 это их вероятности изменения от медианного значения в сторону низких или высоких значений. Для любых используемых признаков весь диапазон может быть разделен на произвольное количество ( $N$ ) интервалов. Это обеспечивает при классификации выделение  $N^2$  классов. Присваивая значениям первого используемого признака при попадании их в  $I$ -й интервал величину, равную  $N \times (I-1)$ , а второму, при попадании в  $J$ -й интервал, величину  $N \times (J-1)$ , мы формируем для каждой точки код класса, который определяется комбинацией значений двух параметров (в данном случае плотности и магнитной восприимчивости). На заключительном этапе преобразований создается карта районирования - матрица, где каждому пикселу присвоен соответствующий код.

В нашем случае при районировании мы задали три интервала на осях квантилей: от 0 до 33 % (низкие значения), от 33 % до 66 % (средние значения- фон), от 66 % до 100 % (высокие значения). В итоге, образованы 9 классов с номерами от 1 (самые низкие значения) до 9 (самые высокие значения). Каждому классу был присвоен свой цвет.

На рисунках 26, 27, 28 совместно представлены схемы районирования для разных глубин от поверхности рельефа 20 м (рис.26), 50 м (рис.27) и 100 м (рис.28).

На этих схемах хорошо видно, что «перспективные» плотностные аномалии в большинстве случаев совпадают с областями повышенной магнитной восприимчивости. Однако, можно выделить области с высокой плотностью и фоновой магнитной восприимчивостью (класс 8), именно в пределах этих областей, на наш взгляд, с наибольшей вероятностью локализуются рудные тела.

На схемах районирования хорошо видно, насколько различны по своим структурно-петрофизическим характеристикам южный и северный фланги Верхнепогурейского рудопроявления. Северный фланг рудопроявления, в отличие от южного фланга, характеризуется пониженной магнитной восприимчивостью. Эллипсовидные плотностные аномалии вытягиваются в северо-западном направлении. Рисовка предполагаемых по геологическим данным рудных тел в северной части участка явно противоречит общей структуре.

Итогом анализа и интерпретации геофизических наблюдений стала схема представленная на рисунке 33. На схеме выделены проекции предполагаемых по результатам моделирования рудных тел.

Таким образом, в результате проведенного анализа и интерпретации геофизических полей была существенно уточнена структурная позиция рудной зоны выделены скрытые рудные тела и сделана оценка прогнозных ресурсов, которые составляют 6.8 млн. т. хромитовой руды.



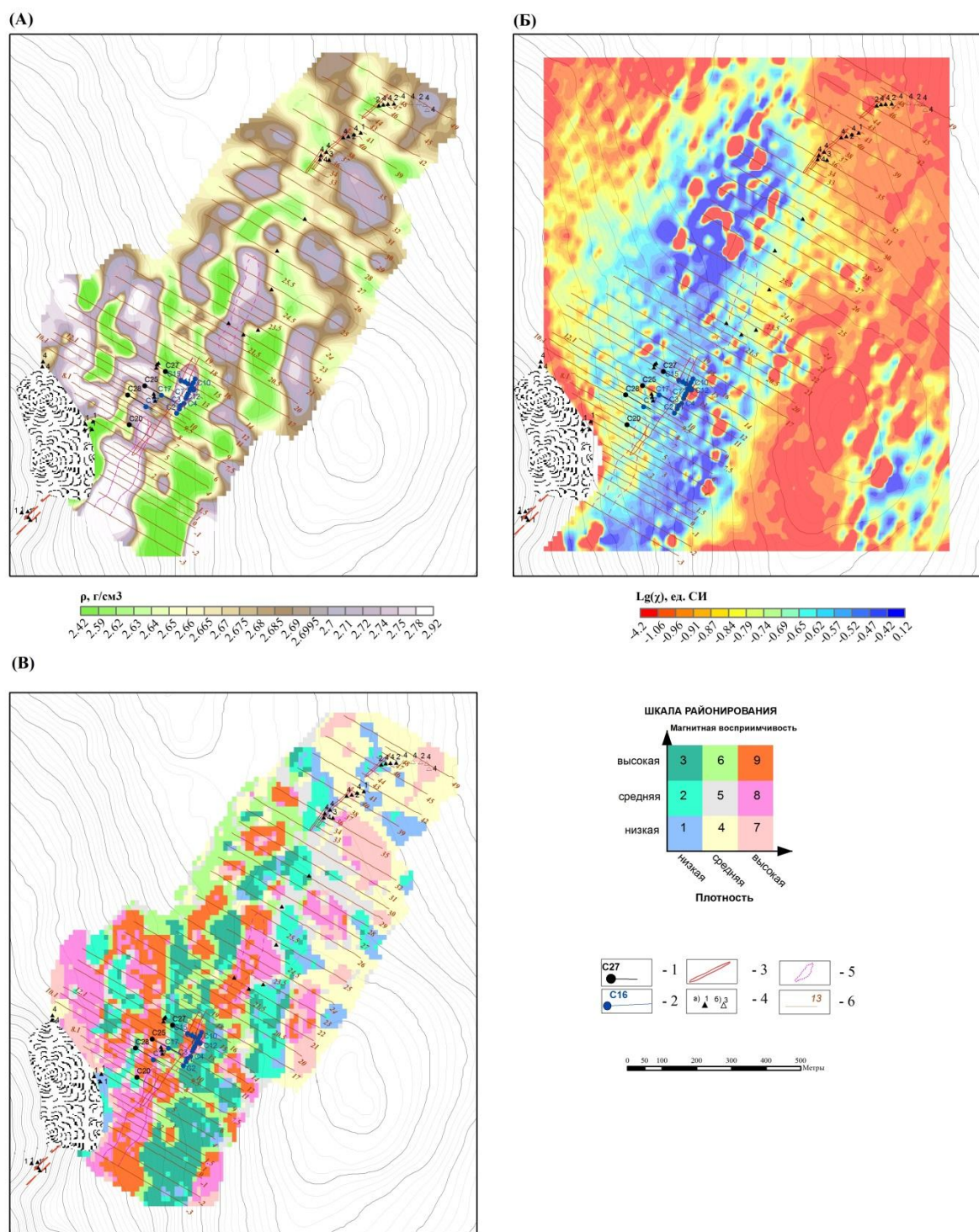


Рис.26. Схема районирования плотности и магнитной восприимчивости на глубине 20 м от поверхности рельефа (уч. Верхнепогурейский).

А – карта плотности на глубине 20 м; Б – карта магнитной восприимчивости на глубине 20 м; В – классификационная карта плотности и магнитной восприимчивости на глубине 20 м.

1 - Поисковые скважины в плане с проекциями на дневную поверхность, их номера; 2 - картировочно-поисковые скважины, пройденные (2013 г.), их номера; 3 - Прогнозируемые контуры рудных тел хромитов по геологическим данным; 4 - Локальные развалы хромовых руд:



насыщенность - богатая (а); бедная (б). 5 - Аномалии предположительно “рудной” природы и их номера; 6 - Профили детальной гравиразведки и магниторазведки и их номера.

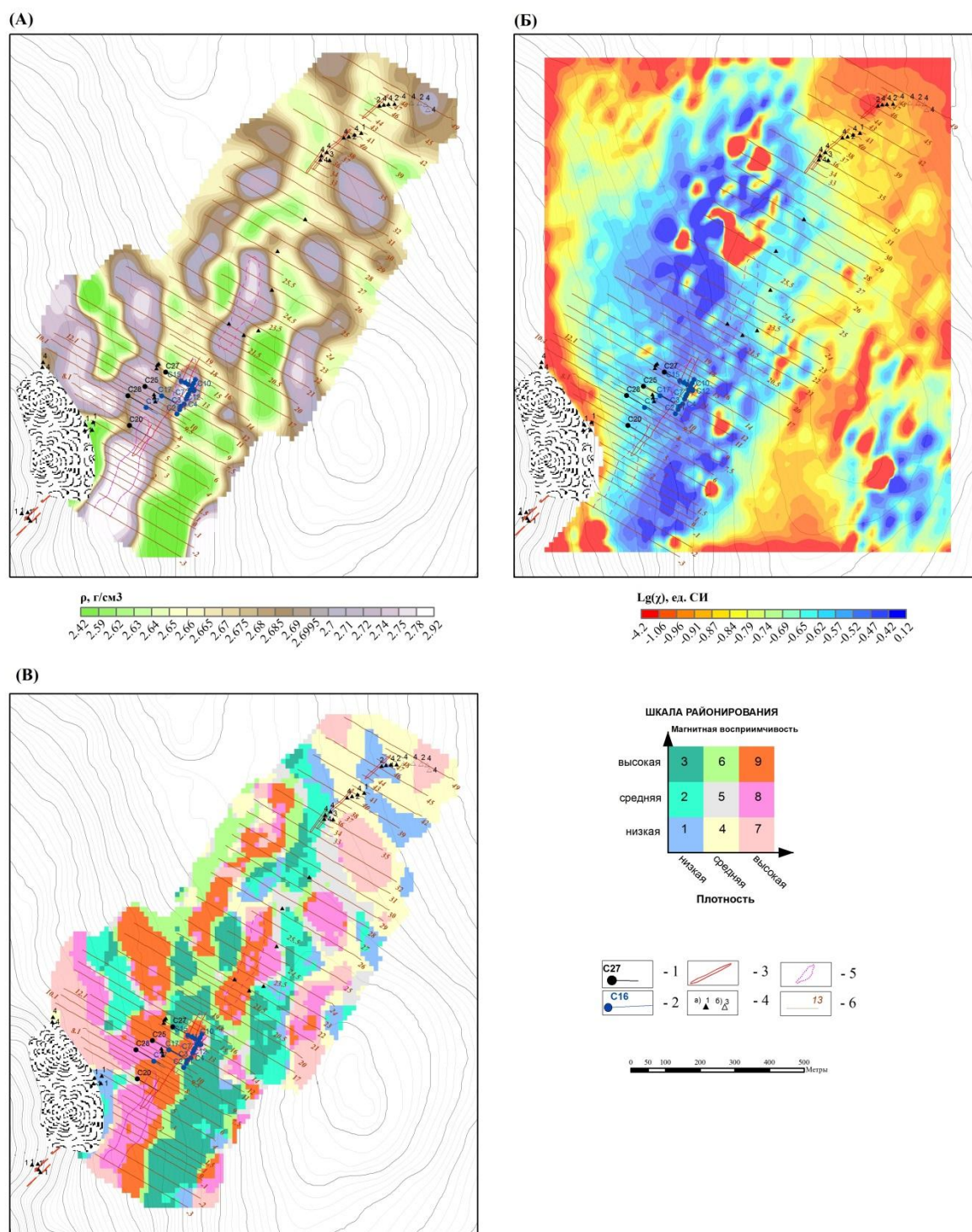


Рис.27. Схема районирования плотности и магнитной восприимчивости на глубине 50 м от поверхности рельефа (уч. Верхнепогурейский).

А – карта плотности на глубине 50 м; Б – карта магнитной восприимчивости на глубине 50 м; В – классификационная карта плотности и магнитной восприимчивости на глубине 50 м. Условные см. рис. 26.





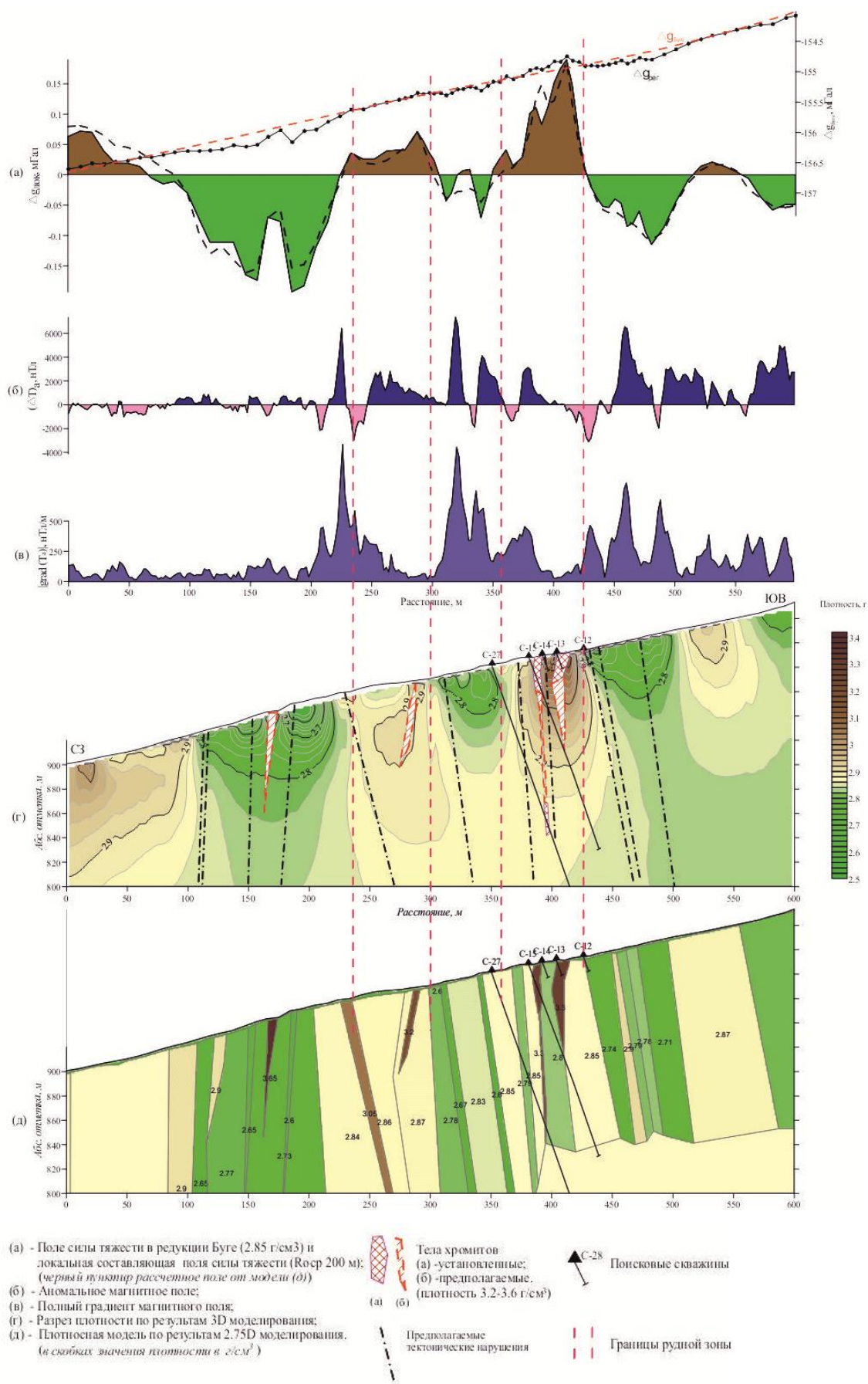


Рис.29. Результаты математического моделирования поля силы тяжести по профилю

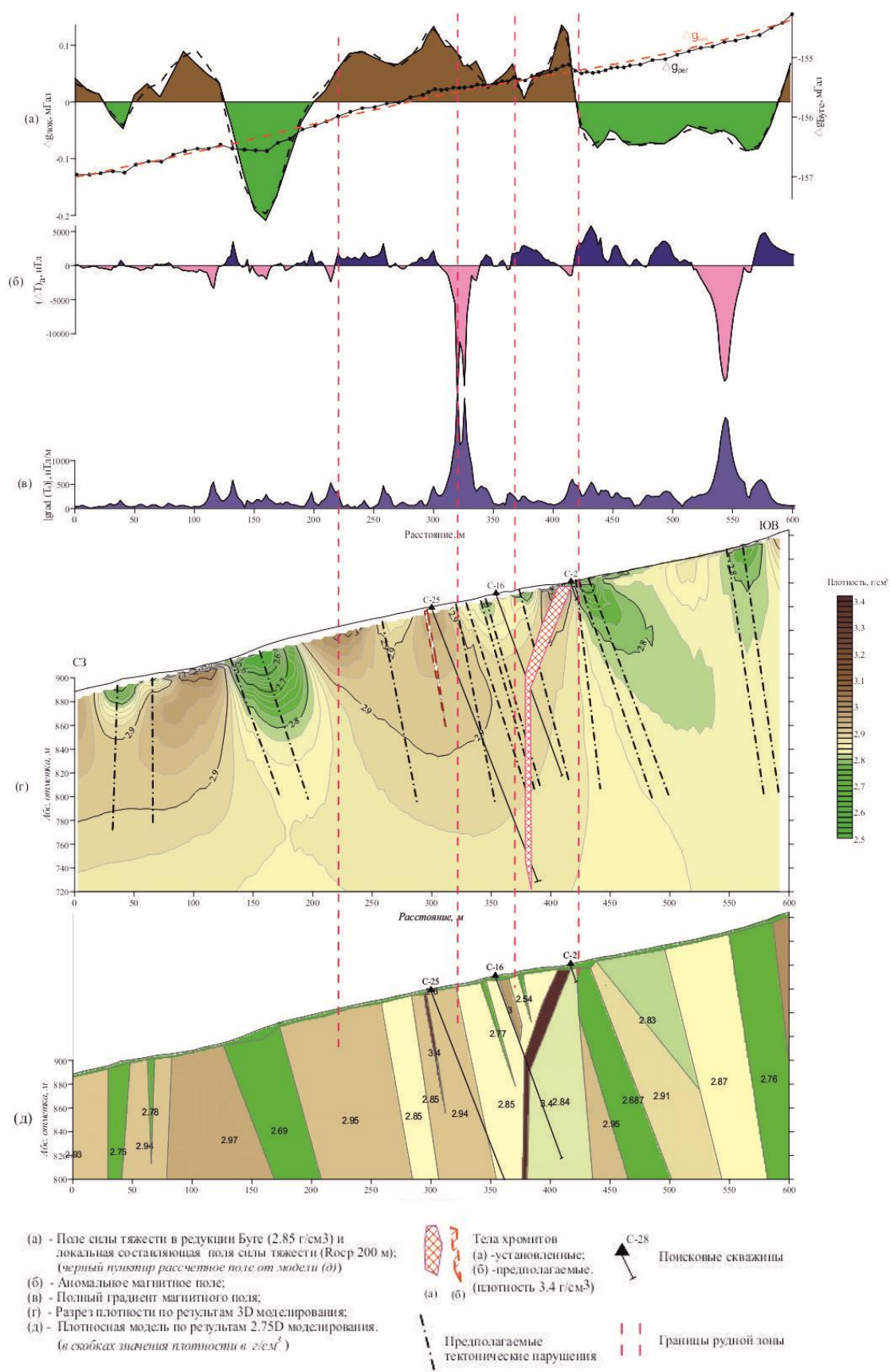


Рис.30 Результаты математического моделирования поля силы тяжести по 11 профилю.

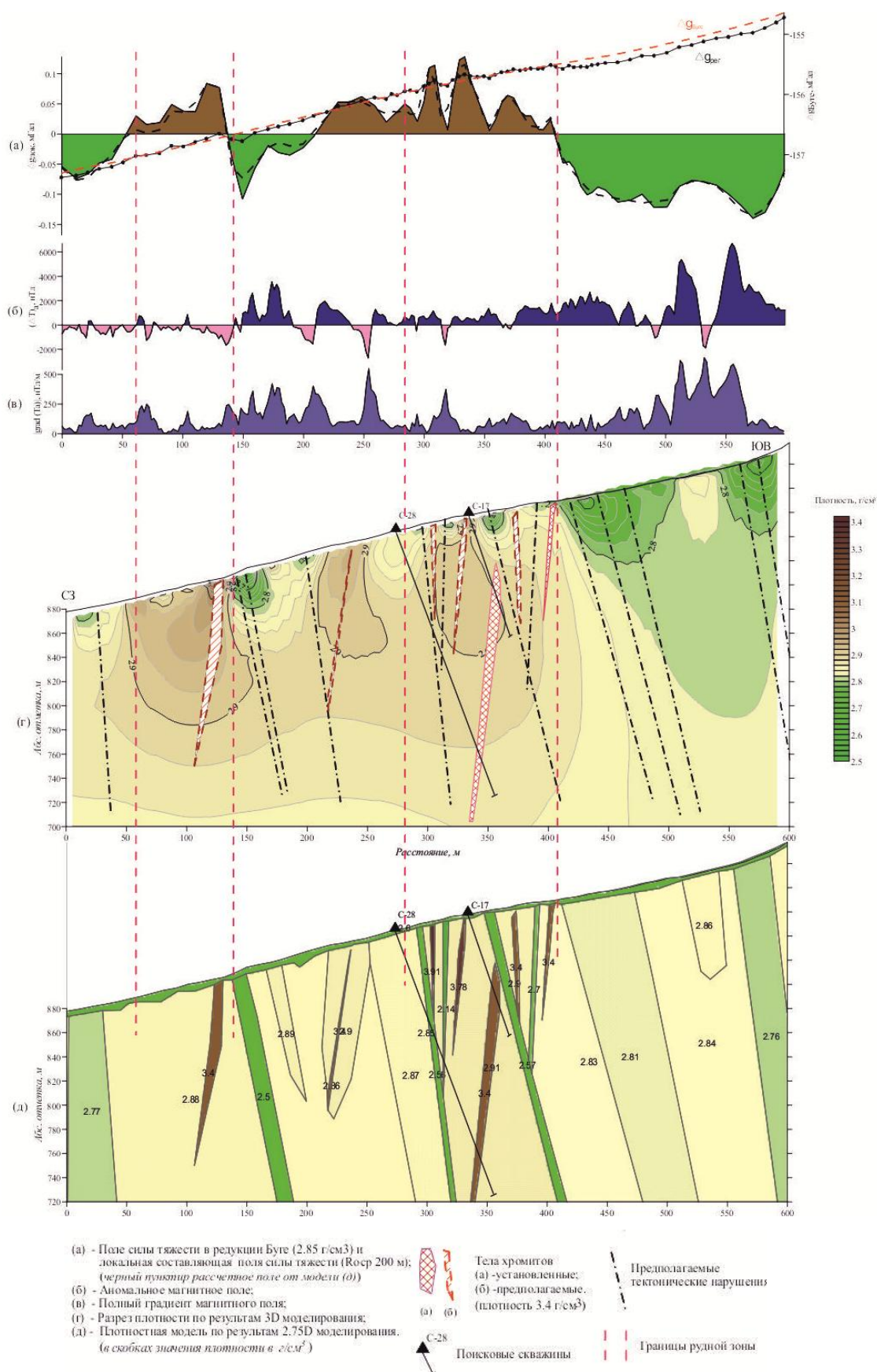


Рис.31 . Результаты математического моделирования поля силы тяжести по 9 профилю.



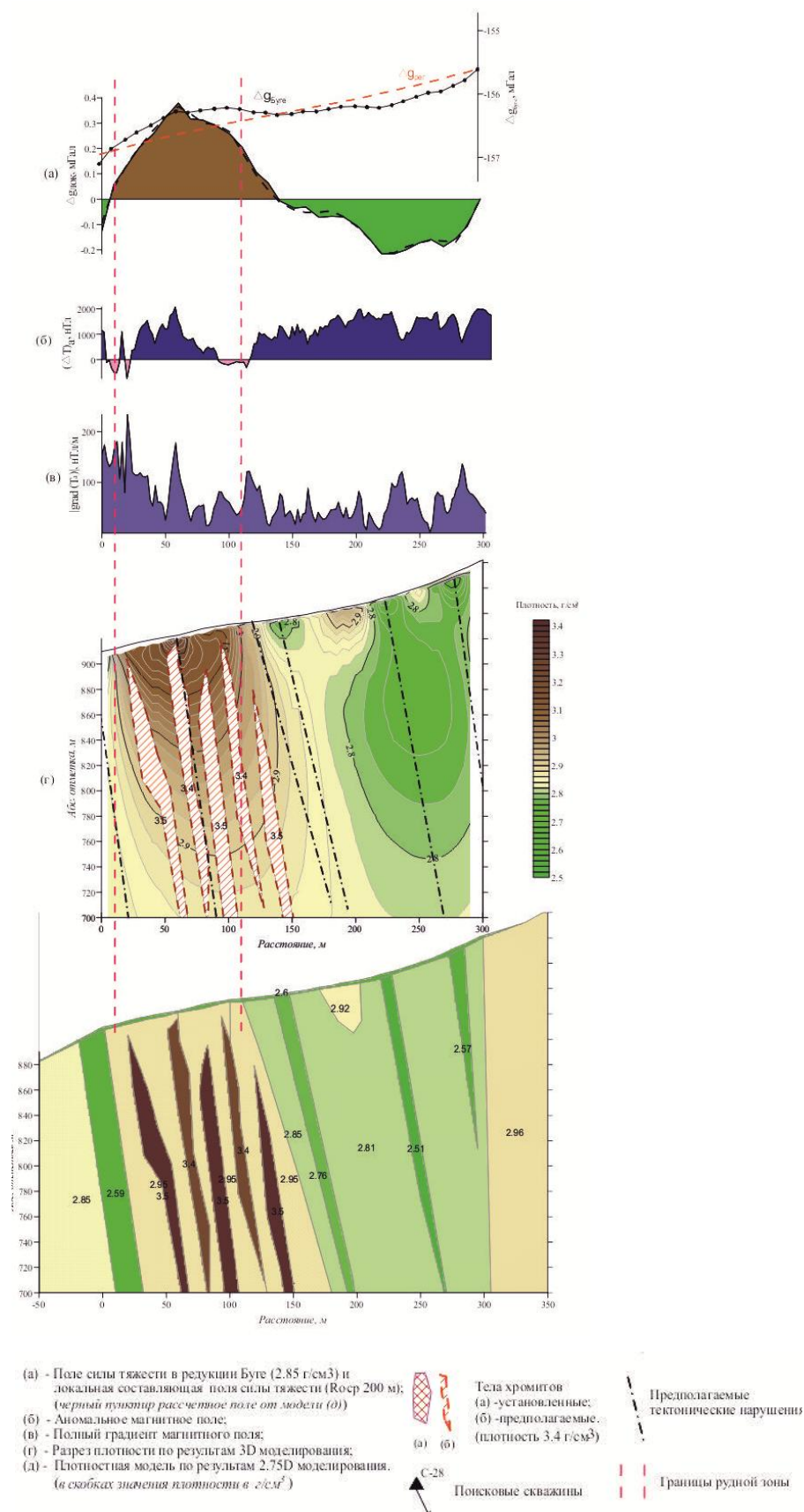


Рис.32. Результаты математического моделирования поля силы тяжести по 1 профилю.

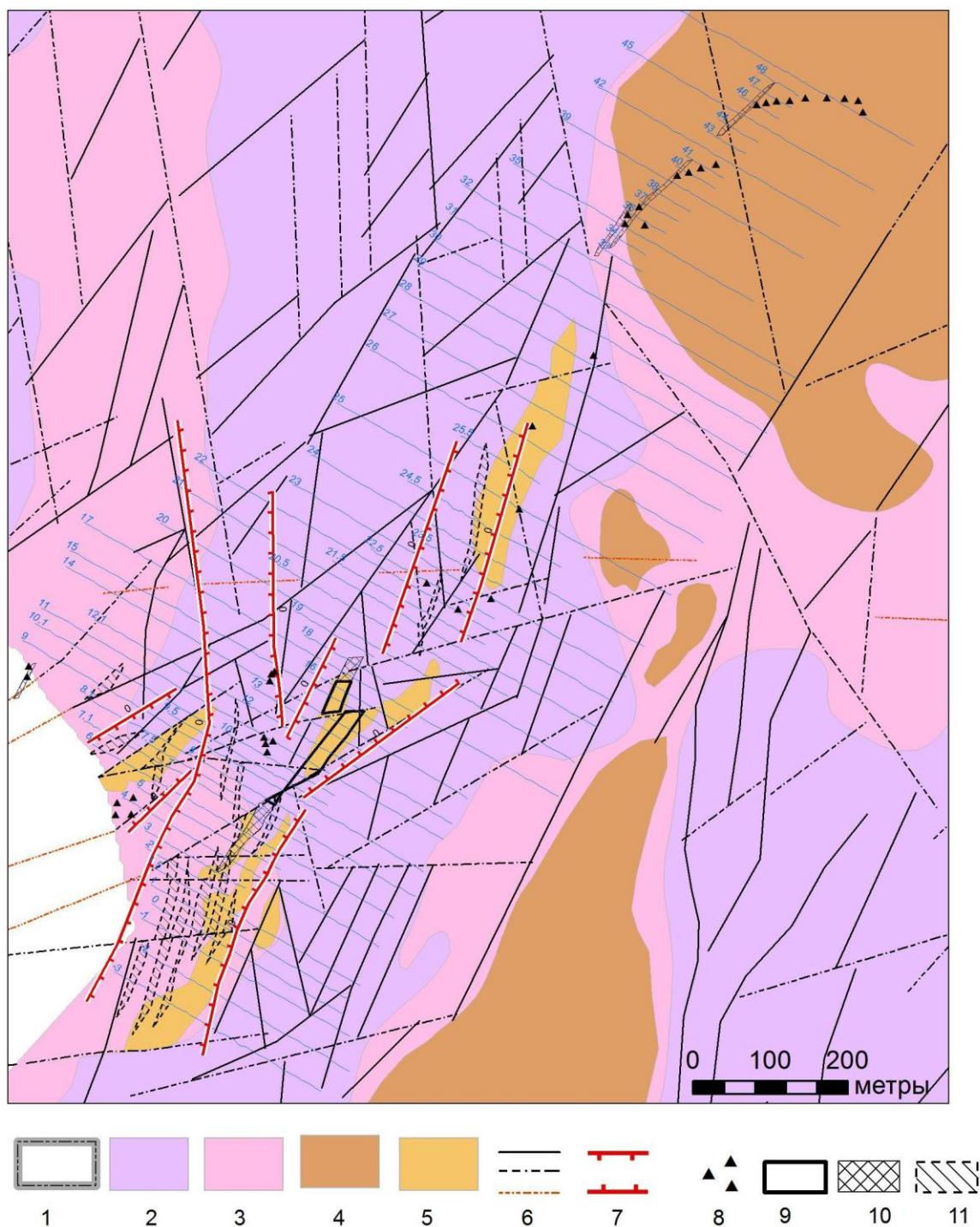


Рис.33. Схема интерпретации геофизических данных в пределах Верхнепогурейского рудопроявления.

1 -Контур участка; (2-5) –районирование магнитного поля по структурным особенностям: 2 – высоко дифференцированное поле (области войкаритизации), 3 – умеренно дифференцированное поле (очаговая войкаритизация), 4 – слабо дифференцированное поле (умеренно серпентинизированные гарцбургиты с дунитовыми шширами до 30%), 6- локальные участки относительно спокойного поля и отрицательных аномалий в пределах участков высоко дифференцированного поля (околорудные метаморфические дуниты в серпентиновой

оторочке); 6 – линеаменты (черные – выделенные по магнитному полю, красные – выделенные по фотоснимку); 8 – границы рудной зоны по геофизическим данным; 8 – высыпки и развалы хромитов; 9-11 – рудные тела: 9- вскрытые канавами и скважинами; 10- предполагаемые по геологическим наблюдениям; 11 – предполагаемые по геофизическим наблюдениям.

## Заключение

В результате интерпретации геофизических материалов (детальной гравиразведки и магниторазведки), полученных в 2016 году в на Верхнепогурейском поисковом участке, была выполнена оценка прогнозных ресурсов хромитовых руд по категории Р2. Которые составили 6.8 млн.т. Моделирование формы и размеров предполагаемых рудных тел и известных рудных тел было использовано 3D и 2.75D математическое моделирование поля силы тяжести. Магниторазведка использовалась только как вспомогательный и структурный метод, позволяющих уточнить тектоническую структуру рудной зоны.

Анализ геолого-геофизических материалов показал, что Верхнепогурейское рудопоявление по своим структурно-геофизическим характеристикам близко к месторождению Западное, которое находится в пределах массива Рай-Из.

Также была создана обобщённая прогнозно-поисковая модель хромитового рудопоявления применительно к условиям Погурейского рудного поля. Исходя из этой модели, можно рекомендовать рациональный комплекс геофизических методов, позволяющий при соблюдении стадийности работ выявить и оценить хромитоносные участки.

Если оценивать поисковую эффективность выполненной гравиразведки 1:2000 масштаба, то ее следует признать вполне эффективной и рациональной. Однако, для более достоверного опосредованного и надежного выделения аномалий над рудными телами следует применять более равномерную сеть наблюдений, например, шаг профилей 20 м, с шагом наблюдений по профилю 5 м. Дальнейшее сгущение шага по профилю до 2 м нецелесообразно, поскольку не приведёт к локализации маломощных рудных тел в условиях развития делювиальных отложений мощностью более 2 м и крупно глыбовых развалов. Кроме того, следует расширить площадь инструментальной топографической съемки (до 100 м от края профилей и крайних пикетов) для более точного введения поправки за рельеф, поскольку топографические карты не позволяют создать цифровую модель рельефа необходимой точности. Кроме того, можно рекомендовать выполнение фотограмметрии с использованием беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) для получения более детальной модели рельефа

Магниторазведка на Погурейском участке была проведена в масштабе 1: 5000. Такая плотность съемки позволила получить достоверную цифровую модель аномального магнитного поля и, соответственно, существенно уточнить структурный план Погурейского рудного поля. Были выявлены линейные магнитные аномалии тектонической природы, а также достоверно оконтурены области развития войкаритов.

Для повышения поисковой эффективности магниторазведки мы считаем, что в пределах рудопоявлений необходимо проводить съемку в масштабе 1:1000 с шагом профилей 10 м и шагом по профилю 1-2 м. В этом случае в условиях высокоградиентного магнитного поля

можно выявить сложный структурный рисунок поля и более обосновано использовать магниторазведку для целей картирования и определения интервалов хромитовосности с помощью различных статистических параметров магнитного поля (дисперсия, энтропия и пр.). Следует также отметить, что для увеличения информативности магниторазведки в пределах выходов сильномагнитных гипербазитов и их метаморфизованных разновидностей, необходимо увеличить высоту наблюдения магнитного поля до 5-10 м. В этом случае можно существенно ослабить влияние приповерхностных аномалий от крупноглыбовых элювиально-делювиальных развалов и усилить отклик от коренных источников. Для этих целей хорошо подходит аэромагниторазведка с помощью лёгких БПЛА, которая в настоящее время только начинает входить в практику геологоразведочных работ.



## Список литературы

### *Опубликованная:*

1. Гурская А.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004, 306 с.
2. Ладнер Г. А, Загородный В. Г., Карасева Н. Б. и др. Геологическое строение и перспективы хромитоносности северной части Войкаро-Сыньинского массива по геофизическим данным // Разведка и охрана недр, 2007. №11. С.66-75.
3. Лисицын А.Е., Моисеева Р.Н. Минеральное сырье. Бор. 1/ Справочник. М.: АОЗТ Геоинформмарю, 1997, 47 с.
5. Гравиразведка. Справочник геофизика. Под ред. Е.А.Мудрецовой. М.: Недра, 1981г, 397с.
6. Николаев В.И. Хромитоносные геологические формации с крупными месторождениями и высококачественными рудами // Отечественная геология , 1998.№4. С. 58-63.
7. Печенкин Б.В., Руднев А.В. и др. «Поисковые работы на хромовые руды на Погурей-Лабогейском участке Погурейского блока Войкаро-Сынинского массива». Л.:ОАО «ПУГПП», 2013.
8. Пучков В.Н., Штейнберг Д.С. Строение, эволюция и минерогения гипербазитового массива Рай-Из. М.: Уро АН СССР, 1990, 228 с.
9. Савельева Г.Н., Белокрыс А.М. Хромиты – руда, рожденная в мантии Земли // Природа, 2012. № 11. С.14 – 23.
10. Савельева Г.Н., Савельев А.А. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника, 1991. № 3. С. 47–58
11. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987, 244 с.
12. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979, 288 с.
13. Шайбеков Р. И., Гайкович М.М., Шевчук С.С. Сульфидная минерализация в хромовых рудах Лагортинско-Кершорской площади (Полярный Урал)// Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН, 2012. № 8. С. 13-17.

### *Фондовая:*

14. Тарасов А.В. и др. "Прогнозная оценка перспектив хромитоносности верхне- и южно-погурейской рудоносных зон Погурейского блока". Л.:ООО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика», 2017.
15. Машковцев Г.А. "Локальный прогноз хромитового оруденения в пределах северной части Райизкого и Сыумкеуского ультраосновных массивов с целью конкретизации участков для проведения поисковых работ". Л.: ФГУП ВИМС, 2012г.

